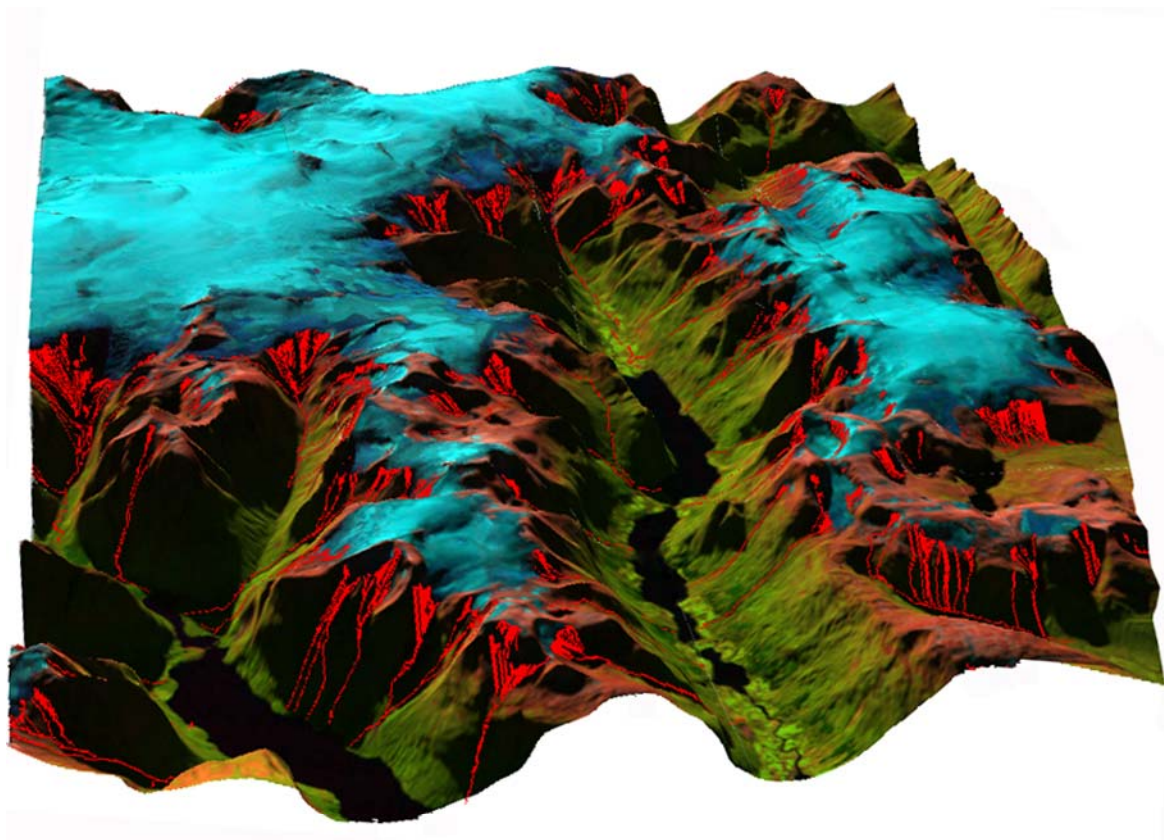


Masteroppgave i geofag

Satellittbasert fjernanalyse for vurdering av skred fra bratte breer i Sør-Norge

Jon Endre Hausberg



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Satellittbasert fjernanalyse for vurdering av skred fra bratte breer i Sør-Norge

Jon Endre Hausberg



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Naturgeografi, hydrologi og geomatikk

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

01.04.2008

© Jon Endre Hausberg, 2008

Veileder(e):

Prof. Andreas Kääb, Institutt for geofag ved Universitetet i Oslo.

Prof. Bernd Etzelmüller, Institutt for geofag ved Universitetet i Oslo.

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forsidebildet viser et 3D-perspektiv av et utsnitt fra en Landsat TM-scene over Jostedalsbreen, med en RGB-fargesammensetning av kanal 543 som er drapert over Statens Kartverks høydemodell. Bilderetningen er mot syd, og en ser inn i Oldedalen (dalen til høyre - mot vest) mot Jostedalsbreen, med Myklebustbreen til høyre og Lovatnet nede til venstre.

Forord

Denne masteroppgaven inngår som en del av mastergraden min ved Institutt for geofag ved Universitetet i Oslo. Jeg vil rette en stor takk til Andreas Kääb som har vært hovedveileder, for god veiledning, deling av kunnskap, for alltid å ta seg tid til å svare på mine spørsmål og for alle gode innspill. Takk også til Bernd Etzelmüller som har vært medveileder og som alltid har gitt meg verdifull veiledning i ”forvirrende” stunder.

Takk også til Norges vassdrags- og energidirektorat som har lånt meg Landsat TM-satellittscenene og andre kartdata, til Liss Marie Andreassen for gode innspill, hjelp til anskaffelse av data og for alltid å være forståelsesfull når jeg har hatt behov for fri fra jobben på NVE for å arbeide med masteroppgaven.

Jeg vil også rette en stor takk til Bård Romstad for å ha tatt seg tid til å hjelpe meg med å lage skredmodeller, til Karianne Staalesen Lilleøren for retting og Svein Olav Krøgli for gode diskusjoner og innspill.

Ellers rettes en stor takk til mine studiekamerater Bernt Larsen, Kristian Marcussen, Endre Før Gjermundsen, Morten Berg og alle andre som jeg har studert sammen med for godt sosialt samvær.

Til slutt vil jeg rette en stor takk til far for å ha vist stor interesse i studiet mitt, lest og rettet oppgaven og kommet med gode tilbakemeldinger og innspill. Takk også til mor for god støtte og motivasjon.

Jon Endre Hausberg
Blinderen, mars 2008

Sammendrag

Til tross for at isskred fra breer sjelden forekommer, utgjør disse en kontinuerlig fare for menneskeliv og infrastruktur lokalisert i nærområdene. Skred fra bratte breer kan forekomme som en naturlig del av ablasjonsprosessen eller fra breer som tidligere var stabile, men som på grunn av nyere atmosfærisk oppvarming plutselig har blitt ustabile. For vurdering av de potensielle farene bratte breer utgjør, er moderne fjernanalyseteknikker et viktig verktøy, da potensielle glasiale farer ofte er lokalisert i fjerntliggende høyfjellsområder som det på grunn av topografiske og/eller politiske grunner er vanskelig å få adgang til. Til regional kartlegging av slike områder er fjernanalyseteknikker godt egnet, og gir et bra grunnlag for mer detaljerte farevurderinger.

For å se om en fullstendig kartlegging og vurdering av glasiale farer kan utføres uavhengig av andre kartdata, på et nesten hvilket som helst sted på jordkloden, er ASTER-sensoren benyttet, da denne sensoren tar stereobilder som kan brukes til generering av høydemodeller. Detektering av potensielle faresoner og estimering av potensielt berørte områder blir også utført med tre Landsat TM-scener, Statens Kartverks høydemodell og andre kartdata, for å dekke tilnærmet alle breområdene i Sør-Norge. Prosesseringen og analysene fra de to datasett-tilnærmingene blir utført parallelt, slik at resultatene fra analysene kan valideres mot hverandre. Satellittscenene blir ortorektifisert ved bruk av høydemodellene, og breer blir så kartlagt ved segmentering av forholdsbilder (ASTER 2/4 & TM 3/5). Helningsmodeller blir så opprettet, og breer/bredeler brattere enn 25° blir identifisert. Disse blir så brukt som skredsoner for modellering av skredbaner, slik at potensielt berørte skredområder kan identifiseres.

Framgangsmåten tillater rask og systematisk første ordens kartlegging av potensielt kritiske bratte breer og deres skredbaner for en hel region. Resultatene fra analysene med begge datasett-tilnærmingene er rimelig bra, og kan brukes til farevurderinger på dette nivået ved å ta enkelte forhåndsregler. Det er imidlertid viktig å være klar over at DTMer generert fra ASTER inneholder mye støy (vertikalfeil), som vil påvirke detekteringen av bratte breer, da den beregnede helningen er følsom for vertikalfeil. Spektralt homogene områder i satellittbildene fører til datahull i ASTER-DTMen, noe som vanskeliggjør en komplett skredfarevurdering. Forbedring av resultatene kan oppnås ved å benytte mer kompliserte og tidkrevende metoder, samt ved bruk av basisdata med høyere romligoppløsning.

Innhold

1	Innledning.....	3
1.1	Motivasjon og bakgrunn.....	3
1.2	Problemstilling og mål for oppgaven	6
1.3	Oppgavestruktur	6
2	Teori og bakgrunn	8
2.1	Bratte breer	8
2.1.1	Hva er skredbreer?	8
2.1.2	Klassifisering av skredbreer	9
2.1.3	Prosesser bak isskred.....	12
2.1.4	Skredbreers påvirkning av klimatisk oppvarming	16
2.2	Fjernanalyse	18
2.2.1	Atmosfærepåvirkning.....	18
2.2.2	Energiinteraksjon med terrengoverflate	20
2.2.3	Spektrale egenskaper til snø og is	23
2.2.4	Atmosfæriske korreksjoner	26
2.2.5	Satellitter og sensorer	29
2.2.6	DTM-generering fra optisk satellitt.....	37
2.2.7	Ortorektifisering	41
2.2.8	Kartlegging av breer med optiske satellittsensorer	43
2.3	GIS og terrengmodellering.....	46
2.3.1	Terrengparametre utledet fra DTM	46
2.3.2	Detektering av bratte breer	47
2.3.3	Vurdering av potensielt skredutsatte områder.....	47
3	Studieområdet og datagrunnlag.....	50
3.1	Områdebeskrivelse	51
3.1.1	Glasiologi	51
3.1.2	Topografi	51
3.1.3	Klima	52
3.1.4	Infrastruktur og menneskerelatert aktivitet i glasiale omgivelser	52
3.2	Data	53
3.2.1	Satellittscener	53

3.2.2	N50 digitale topografiske kart.....	53
3.2.3	Statens Kartverks DTM.....	53
3.3	Programvare	54
3.3.1	PCI Geomatica versjon 9.1.....	54
3.3.2	ArcGIS versjon 9.2.....	54
4	Metoder og resultat.....	55
4.1	Metodisk overblikk	55
4.2	Valg av satellittscener	56
4.3	ASTER DTM-generering.....	57
4.3.1	DTM-utbedring	59
4.3.2	DTM-evaluering.....	63
4.3.3	ASTER DTM-nøyaktighet	64
4.4	Ortorektifisering og nøyaktighet	75
4.5	Brekartlegging.....	77
4.5.1	Brekartlegging med ASTER og Landsat TM.....	77
4.5.2	Resultater fra brekartlegging.....	80
4.6	Detektering av bratte breer og resultater	91
4.7	Vurdering av potensielt skredutsatte områder og resultater.....	95
5	Diskusjon.....	111
5.1	ASTER-generert DTM.....	111
5.2	Brekartlegging med ASTER og Landsat TM.....	113
5.3	Identifisering av skredsoner og vurdering av potensielle skredberørte områder	115
6	Konklusjon og framtidsutsikter	119
6.1	Konklusjoner	119
6.2	Framtidsutsikter.....	121
7	Referanseliste	123
8	Appendiks.....	129
8.1	Figurliste.....	129
8.2	Tabell-liste.....	131
8.3	Forkortelser	131
8.4	Python script.....	132
8.4.1	Modell 1	132
8.4.2	Modell 2	135
8.5	Potensielle skredberørte områder i hele studieområdet.....	137

1 Innledning

1.1 Motivasjon og bakgrunn

Bratte breer, eller deler av breer som befinner seg i bratt terreng, kan være en fare for mennesker og infrastruktur som er lokalisert i nærheten, da ras fra breene kan forekomme. Isras er en naturlig ablasjonsprosess hos hengebreer, men denne typen ras utgjør sjelden alene en trussel, da skredvolumene er relativt små (Pralong og Funk 2006). Større skred, med kapasitet til å bevege seg over kilometerlange avstander, kan forekomme fra breer som tidligere var stabile, men som på grunn av nyere atmosfærisk oppvarming er blitt ustabile (Kääb et al. 2006, 2005b). Risikoen skred kan utgjøre for mennesker og infrastruktur er avhengig av skredets utløpsdistanse, skredmasse, topografiske forhold som gradient, og andre forsterkende skredprosesser som kan utløses og dermed bidra til en volumøkning (Margreth og Funk 1999, Richard og Gay 2003, Pralong og Funk 2006). I motsetning til snøskred, er isskred en potensiell fare som ikke er sesongavhengig, men kan ha større skadeomfang om vinteren da utløpslengdene er vesentlig lengre og skredmassene kan øke ved å utløse snøskred (Margreth og Funk 1999).

Til tross for at skred fra isbreer er en sjelden hendelse, utgjør isskred en kontinuerlig fare for menneskeliv og infrastruktur i høyfjellsregioner. Katastrofer av denne typen kan ta livet av hundre - og til og med tusener av mennesker på en gang, og forårsake skader for en global sum på omkring 10^8 EURO årlig (Kääb et al. 2005b, 2006).

Gjennom historien har skred fra breer forårsaket store katastrofer. De mest destruktive isskred som er registrert, forekom i de peruanske Andesfjellene i 1962 og 1970. I 1962 gikk det et stort is- og snøskred fra fjellet Huascaran, som beveget seg 16 km før det traff dalen Santa, der skredet ødela 9 småbyer og drepte mer enn 4000 mennesker. Et jordskjelv i 1970 utløste et isskred som var nærmere 10 ganger så stort i volum ($10^7 - 10^8 \text{ m}^3$) som 1962 raset. Skredet startet nær toppen av Huascaran og raste ut med en nedstigning på ca. 4000 høydemeter. Byen Yungay ble totalt begravd og mer enn 18 000 mennesker ble drept (Richard og Gay 2003, Pralong og Funk 2006). En lignende ulykke skjedde 20. september 2002 i Dzimarai- Khokh, Kaukasus, Russland, da et kombinert stein- og isskred på flere millioner m^3 raste ut og ned i

landsbyen Karmadon og drepte over 120 mennesker (Kääb et al. 2003). I 1965 inntraff en katastrofal hendelse i Sveits, da en stor del av brefronten til Allalin-breen i Valais brakk av og raste ned en 27 graders steinskråning og drepte 88 av arbeiderne ved Mattmarkdamkonstruksjonen (Margreth og Funk 1999, Richard og Gay 2003, Pralong og Funk 2006). I Norge har det ikke forekommet mange ulykker forårsaket av isskred. Den mest kjente ulykken fant sted sommeren 1986 da det gikk et isras på 250 000 m³ fra Baklibreen og ned i Krundalen, en sidedal til Jostedalen. Raset drepte en familie på tre, som gikk tur på en sti nede i Krundalen (NVE arkiv 1989).

For å unngå denne typen katastrofer er det viktig å ha kunnskaper om skredbreer som kan utgjøre en potensiell risiko. Dette vil være spesielt viktig i nær framtid, da dagens atmosfæriske oppvarming spesielt påvirker terrestriske systemer hvor is på og i jordoverflaten er involvert. Det har aldri før i moderne historie forekommet så store endringer av permafrostgrenser og breers massebalanse som nå (Kääb et al. 2003). Som følge av slike endringer kan bratte breer som før var stabile rase ut og føre til potensielle katastrofer.

På grunn av utilgjengelighet og stor farerisiko er det utført svært få studier på skredbreer. Dette betyr at det er gjort lite forskning rundt prosessene til denne typen breer, og at det som er gjort stort sett tar utgangspunkt i det samme datamaterialet. Alean (1985) gjorde et omfattende studie på ca. 100 isskred, der han samlet inn empiriske data fra skredenes startsoner og utløpslengder. Disse dataene har blitt mye brukt til statistiske tilnærminger av prosessene som forårsaker skredene. Det er også blitt utført noen få målinger på kjente skredbreer, men datagrunnlaget er for tynt til å få en fullstendig forståelse av de virkende prosessene. Dette betyr at det ikke finnes mye litteratur om skredbreer, og at det av den grunn er vanskelig å utføre studier av nettopp denne typen breer.

Bedømmelse av glasiale farer krever ofte anvendelse av moderne kombinerte jordobservasjonsteknikker, da potensielle glasiale farer ofte er lokalisert i fjerntliggende høyfjellsområder som det på grunn av topografiske og/eller politiske grunner er vanskelig å få adgang til. Skred fra breer kan i høyfjellsområder oppnå lang rekkevidde, og kan i tillegg føre til kjedereaksjoner, som dermed kan påvirke store områder. Det er derfor svært viktig å ikke bare vurdere faren isskred alene utgjør, men også farene fra eventuelle skredbaner og kjedereaksjoner. Det kreves derfor fjernanalysesensorer med kapabilitet til å dekke store områder hurtig og regelmessig. Høyfjellsmiljøet er under stadige forandringer, noe som

krever rutinemessige observasjoner kombinert med kontinuerlig vurdering. Til dette formålet er fjernanalyse godt egnet. Nye utviklinger på satellitter og fjernanalyseteknikker fører til nye muligheter for bedømmelse av glasiologisk relaterte farer. Fjernanalyse vil derfor bli en enda viktigere del av denne typen arbeid i nær framtid (Kääb et al. 2005a).

Skalaen til dette studiet er regionalt. Derfor blir områder hvor kritiske situasjoner kan oppstå indikert og mulige konsekvenser analysert. Målet med studiet er ikke å utføre detaljert farevurdering for ett sted, men å presentere en kombinasjon av relevante teknikker samt beskrive og analysere resultatene fra utvalgte regionale eksempler.

For prosessering av data, detektering av bratte breer/bredeler og estimering av berørte områder, trengs en digital terreng modell (DTM). For mange av høyfjellsområdene på jorda eksisterer ikke denne type data. I denne oppgaven blir derfor en stereosatellittscene over Jostedalsbreen fra ASTER-sensoren benyttet til brekartlegging og oppretting av en DTM. Med en slik metode vil analysene være uavhengig av eksisterende kartdata, og kan derfor anvendes på et hvilket som helst sted på jordkloden, hvor det finnes ASTER-scener. For validering av resultatene blir en DTM fra Statens Kartverk (SK DTM) benyttet.

Detektering av potensielle faresoner og estimering av potensielt berørte områder blir også utført med tre Landsat TM-scener, SK DTM og andre kartdata, for å dekke et større regionalt område (nesten hele Sør-Norge). For dette datasettet blir de samme statistiske parametrene og metodetilnærmingene for brekartlegging og identifisering av potensielle faresoner benyttet, mens vurderingen av potensielt berørte områder utføres med en annen modell, slik at potensielle skred som kan utgjøre en fare for veier, stier og vann blir identifisert.

1.2 Problemstilling og mål for oppgaven

Problemstillingen for denne masteroppgaven er å bruke GIS og fjernanalyse-teknikker til å redegjøre for og evaluere metoder for kartlegging/identifisering av potensielt kritiske bratte breer på et regionalt nivå, samt å avdekke og vurdere mulige skredberørte områder.

Et av delmålene for oppgaven er å se om denne problemstillingen kan løses kun ved bruk av fjernanalysedata fra ASTER-sensoren, uavhengig av eksisterende kartdata. Disse resultatene valideres ved bruk av eksisterende kartdata for å se om denne fremgangsmåten gir akseptable resultater. Hensikten med dette er å se om metodene kan anvendes i fjernere strøk hvor det ikke eksisterer høydemodeller eller andre kartdata.

1.3 Oppgavestruktur

Strukturen i denne oppgaven er lagt opp slik at det i kapittel 2 blir gitt en innføring i relevant teori som trengs for å forstå analysene som blir utført i metodedelen. Det blir først gitt en grundig beskrivelse av bratte breer og prosessene bak disse som fører til skred. Deretter blir det i fjernanalyse-teorien forklart hvordan elektromagnetisk energi beveger seg gjennom atmosfæren, reagerer med terrengoverflaten, blir reflektert fra snø og is og hvilke faktorer som kan påvirke satellittbildene og hvordan disse kan korrigeres for. Egenskapene og teorien bak satellittsensorene benyttet i dette studiet, samt hvordan ASTER sensoren kan brukes til generering av digitale terrengmodeller (DTM) og hvordan og hvorfor en DTM trengs for å ortorektifisere satellittbilder blir forklart. Videre blir det beskrevet hvordan DTMen og de ortorektifiserte bildene kan brukes til å kartlegge bratte breer og vurdere potensielt skredberørte områder.

I kapittel 3 blir studieområdet presentert, slik at leser får et innblikk i glasiologien, topografien, klimaet og infrastrukturen, samt menneskerelaterte aktiviteter i området. Data og programvare som er benyttet blir også kort presentert.

I kapittel 4 blir metodene gjennomgått i kronologisk rekkefølge der flytdiagram viser analysestegene og hvordan resultatet fra et steg blir benyttet videre i neste steg. Siden dette er en metodisk oppgave, blir resultatene fra de ulike analysene presentert i dette kapittelet

sammen med metoden, slik at det er enklere å forstå hvordan kvaliteten på delresultatene vil ha en videre påvirkning av analysene.

Kapittel 5 diskuterer metodene og resultatene av analysene, og i kapittel 6 blir hovedkonklusjonene punktvis oppsummert og mulige fremtidsutsikter presentert.

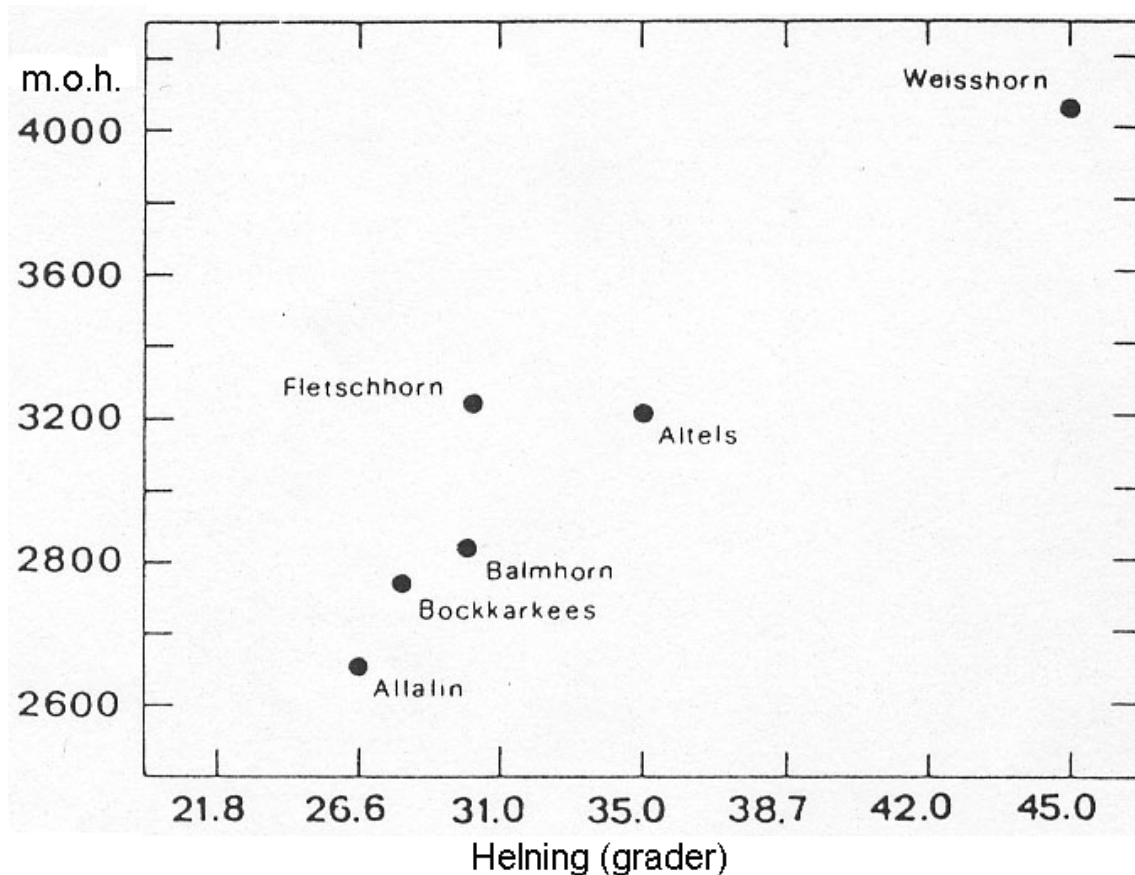
2 Teori og bakgrunn

2.1 *Bratte breer*

2.1.1 Hva er skredbreer?

Skredbreer defineres av Pralong og Funk (2006) som tørrkalvende breer, lokalisert i skråninger med så høy gradient at isblokker som løsner fra breen faller vekk fra kalvingssonen, eller breer som ender på en klippekant og tørrkalver utfor klippen. Denne definisjonen ekskluderer breer der masse fra øvre ustabile deler raser ned og ut på selve breen, da dette ikke fører til massetap.

Bratte skredbreer kan være breer som henger i en bratt skråning (hengebreer), eller breer som har en bratt brefront. Hengebreer er en type skredbre som henger i bratte fjellskråninger, og har en tynn overflateprofil på grunn av gradienten. Brefronten er som regel bratt, da breene som regel ikke har et ablasjonsområde, men kvitter seg med masse ved at isblokker brekker av fra brefronten (Richard og Gay 2003). Lokaliseringen av de bratte skredbreene vil være avhengig av breens temperaturregime og underlagsgradient. Det vil derfor være en sammenheng mellom underlagets helning og høyde over havet. Breene kan være brattere når de er lokalisert høyt over havnivå, da større deler av breene er fastfrosset til underlaget (se Figur 2.1) (Alean 1985). Når man ser på risiko for at en bre skal rase ut, er det derfor viktig å ta hensyn til breens basale istemperatur. Dette fordi kalde og polytermale breer kan befinne seg i vesentlig brattere terreng enn tempererte breer, uten å være ustabile.



Figur 2.1. Figuren viser sammenhengen mellom brebunngradient ved *slab*-brudd (se klassifikasjon) og gjennomsnittlig høyde over havnivå. Figuren er hentet fra (Alean 1985).

2.1.2 Klassifisering av skredbreer

Ved skred fra bratte breer vil volumstørrelsen være avgjørende for skredets utløpslengde, som igjen avgjør den potensielle faren skredet utgjør for mennesker og infrastruktur. For å kunne beregne utløpslengden til et skred, må volumet av den fallende ismassen være kjent, men da utløpslengden øker moderat hvis massen for eksempel doubles, trengs bare et grovt estimat av volumstørrelsen (Alean 1985). På grunn av dette kan man ut fra en klassifikasjon foreta et grovt estimat av skredets utløpslengde da volumstørrelsen til dels er avhengig av breens bruddprosess, som igjen vil være avhengig av massebalanse og geometri som er et resultat av terrengeopografi. Klassifikasjonen kan også gi en indikasjon på sannsynligheten for skred og hvor ofte skred kan forekomme (Pralong og Funk 2006). Det er derfor viktig å klassifisere ulike typer skredbreer slik at en potensiell risikovurdering lettere kan foretas.

Skredbretype

Pralong og Funk (2006) foreslår en klassifisering av skredbreer ut fra forholdet mellom den ustabile delen og resten av breen. De skiller da mellom to typer - *terrace*- og *ramp*-breer. Underlaget til *terrace*-breer er vesentlig brattere ved brefronten, som kan føre til tørrkalving (se Figur 2.2). Denne typen skredbreer kan ha en høy skredfrekvens da kalvingssonen og skredvolumet er lite i forhold til breens totale volum og bruddsonen konstant blir supplert med ny is fra den overliggende deler av breen. *Ramp*-breer ligger på en jevn, uniform og bratt brebunn (se Figur 2.2). Denne beliggenheten fører til at disse breene kan være veldig ustabile, og at området som kan rase ut representerer en stor del av breen. Etter et eventuelt skred vil det ta lang tid (vanligvis flere tiår) før breen igjen har bygget seg opp til en ny ustabil tilstand, da den ustabile delen i prinsippet kun får masse fra direkte snøakkumulasjon (Pralong og Funk 2006).

Massebalansetilstand

Massebalanseregimet til skredbreene er viktig, da dette kan si noe om skredfrekvens og gi en antydning av skredvolumet. Breer som under konstante klimaforhold kan ha en stabil geometritilstand uten å måtte frigjøre is i form av tørrkalving, kalles balanserte skredbreer. Breer som derimot må frigjøre vesentlige mengder is i form av tørrkalving, for å kunne opprettholde en begrenset geometrisk dimensjon, kalles ubalanserte skredbreer. Dette medfører at ubalanserte skredbreer har sykluser der det over perioder på flere år til tiår, gjentagende forekommer isras. Ubalanserte skredbreer har derfor ikke en stabil tilstand, men begrepet stabil tilstand bør heller relateres til en hel israssyklus (Pralong og Funk 2006). Hengebreer blir definert av Pralong og Funk (Pralong og Funk) som ustabile skredbreer.

Bruddprosess

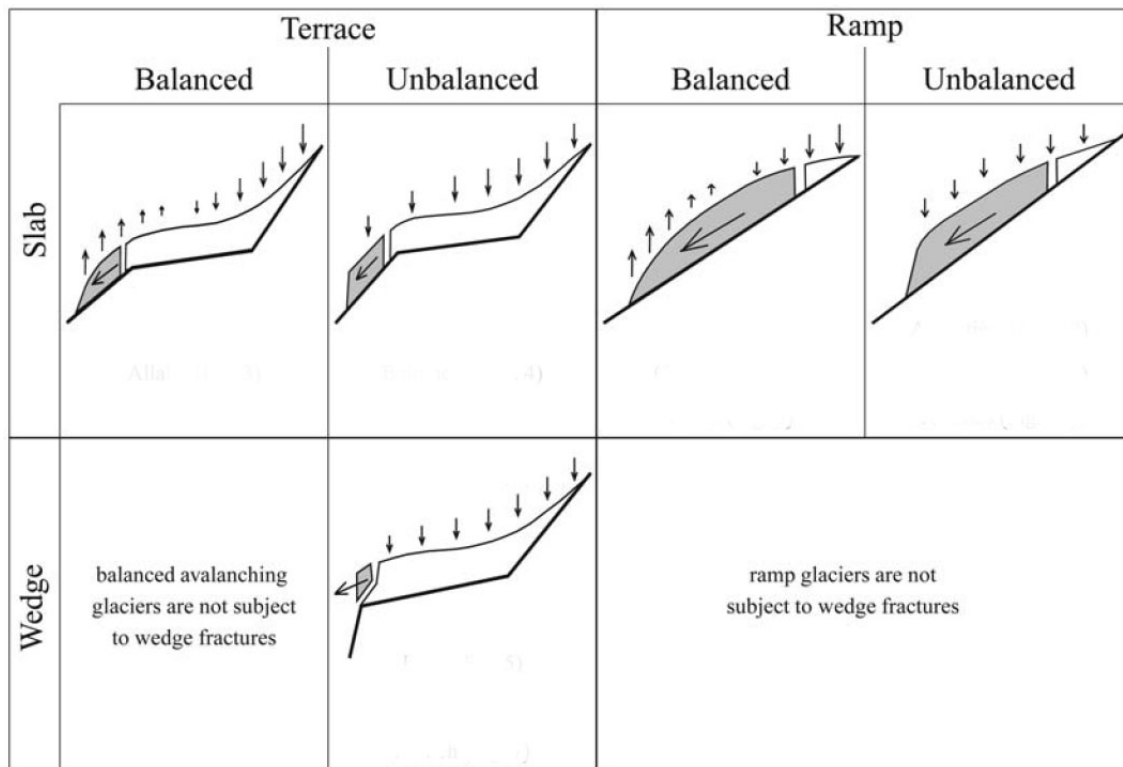
Selve bruddprosessen er avhengig av skredets startsoner og kan deles i to ulike bruddprosesser *slab*- og *wedge*- brudd. *Slab*-brudd oppstår i bratte fjellsider der helningsgradienten er avhengig av breens temperaturforhold og andre forhold som virker imot tyngdekraften. Det ustabile partiet av breen som ligger på svaet, representerer enten store deler av en *ramp*-bre, eller brefronten til en *terrace*-bre.

Slab-brudd kan føre til skred med veldig store volumer is (typisk 10^5 - 10^6 m³) (Pralong og Funk 2006). For temperert basal is, er det blitt observert at helningen må værere brattere enn 25°, mens for kald basal is kan ikke gradienten overstige 45° (Alean 1985, Pralong og Funk

2006). Alean (1985) observerte en sammenheng mellom den kritiske helningsvinkelen til *slab*-bruddsoner og breens høyde over havnivå (se Figur 2.1). Grunnen til dette er at en økt høyde over havnivå vil medføre et kaldere klima, som betyr at større deler av breen vil være kald og dermed fastfrosset til underlaget. Som et resultat av dette foreslår Alean (1985) en underinndeling av *slab*-bruddtypen, der det skilles mellom breer der mesteparten av isen er fastfrosset til fjellunderlaget, og breer der en liten del eller ingen deler er fastfrosset til underlaget.

Wegde-brudd oppstår på grunn av topografisk diskontinuitet ved brebunnen. Dette skjer i breens lengderetning ved at det oppstår en brå vinkelendring langs brebunnen, som ender ved en klippe (en bratt vinkelendring). Denne klippen vil begrense lengdeutstrekningen til breen ved at brefronten tørrkalver når is blir transportert over denne bruddsonen (Alean 1985, Pralong og Funk 2006). Den ustabile ismassen som brekker av fronten kalles en *is-lamella* (isflak eller en skive av is). *Lamellaen* separerer seg progressivt fra breen på grunn av friksjonskreftene som virker ved brefronten. *Lamellaen* velter progressivt nedstrøms inntil spenningen blir så stor at den brekker av. Brefronten ved denne typen bruddsoner vil være en nesten vertikal klippe, typisk 30-50 meter høy, hvor is brekker av når klippen blir for bratt eller overhengende. Ras kan også forekomme ved *serac*-ispinakler som stikker opp fra breoverflaten, som et resultat av spenningsbrudd i breoverflaten, og velter utfor bruddsonen (Alean 1985). Det typiske isvolumenet som blir frigjort fra *wegde*-brudd er $10^3 - 10^5 \text{ m}^3$. Temperaturen på den basale isen kan være både kald og/eller temperert, men bruddene forekommer bare hos ustabile *terrace*-breer, da is som blir transportert over bruddsonen må tørrkalve og fjellunderlaget under bruddsonene representerer en diskontinuitet (Pralong og Funk 2006).

Klassifikasjonen av bruddsonene er basert på en todimensjonal representasjon av brebunn-topografien (se Figur 2.2), mens tredimensjonale effekter som brefrontens bueform, brebunnens konkavitet eller konveksitet også kan virke inn på bruddmetoden (Richard og Gay 2003, Pralong og Funk 2006).



Figur 2.2. Klassifikasjons skjema for skredbreer. *Terrace/ramp* og *balansert/ubalansert* refererer til type skredbre, mens *slab* og *wedge* refererer til bruddtype. Pilene viser breenes massebalanseregime. Figuren er hentet fra (Pralong og Funk 2006:32), men er litt modifisert.

2.1.3 Prosesser bak isskred

Den ustabile massen som står i fare for å rase ut, kan enten omfatte hele breen eller store deler av bretungen. Risikoen for skred er primært avhengig av redusert skjærstyrke (svekking) langs brebunnen, som igjen er avhengig av rebunnens helning. Ved temperert basal is, vil den ustabile ismassen ved et skred gli over underlaget, mens det for kald is oppstår skjærbrudd som forplanter seg parallelt med underlaget (Richard og Gay 2003).

Destabiliseringsprosessen som medfører isras fra tørrkalving, er avhengig av bruddprosess og spenningsforhold i bruddsonen. Spenningen i bruddsonen til skredbreer er som regel mindre enn noen få bar, og påvirkes av breens geometri, istetthet og basale forhold. Ved denne spenningsstyrken er dannelsen av issprekker en prosess med en tidsramme på noen uker. Sprekkene oppstår ved akkumulasjon av mikrobrister (små brudd som fører til materialsvekkelse), og ikke ved *brittle fracture* (permanent deformasjon som oppstår når materialet brekker langs en bruddlinje (Benn og Evans 1998)) (Pralong og Funk 2006).

Sprekkene som dannes, er et resultat av *tensile stress* (strekkspenning som oppstår når isen blir strukket), som oppstår når isen ikke kan deformere (*creep*) seg raskt nok til at breen klarer og tilpasse formen i henhold til spenningen (Benn og Evans 1998). Mikrobrister oppstår ikke under en viss spenningsterskel, noe som betyr at spenningen i bruddsonen må overstige denne terskelen før akkumulasjonen av brister oppstår. Dette kan skje ved endringer i breens geometri og ved modifikasjoner av basale glideforhold, men mikrobristene kan også lukkes ved *crack-healing* (gjenfrysning av brister/sprekker). Det vil være en positiv tilbakeføringsmekanisme mellom skaden (tettheten av mikrobrister) og lokal spenningsfordeling i nærheten av bruddet, som leder til mikrobristenes lokalitet og dermed fører til dannelsen av makrosprekker. Det er disse store sprekkene som er den mekaniske grunnen til destabiliseringen av isblokker, som dermed fører til isras (Pralong og Funk 2006).

Wedge-brudd

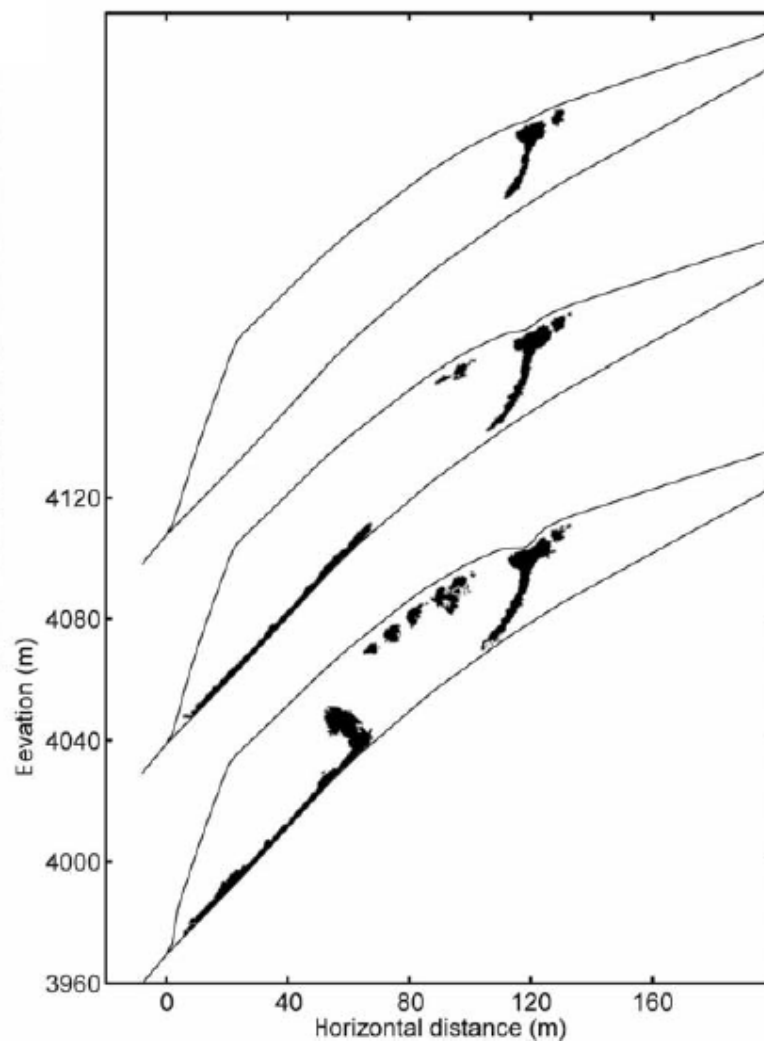
Wedge-brudd starter ved en masseøkning ved brefronten på grunn av isstrøm og snøakkumulasjon, som medfører økt *tensil*-spenning som kan føre til åpninger av bresprekker i tørrkalvingssonen ved brefronten. Denne sprekk vil gradvis åpnes og utdypes på grunn av spenningskreftene den blir utsatt for. Dette fører til dannelsen av en *lamella* (isflak/isblokk som delvis er skilt fra breen på grunn av en sprekk), som gradvis skiller seg fra brefronten. Når *lamellaen* til slutt faller av, kan dette medføre nye sprekker lengre oppstrøms i stabile deler av breen. Sprekkene blir med isbevegelsen transportert fram til tørrkalvingssonen, hvor det gradvis utvikles et skjærbrudd i forlengelsen av bresprekken. Utviklingen av skjærbruddet vil ikke utvide eller utdype bresprekken, men en positiv tilbakekobling mellom dybden på skjærbruddet og konsentrasjon av spenning på tuppen av *lamella*, vil føre til en aksellerasjon som medfører at *lamellaen* brekker av når bruddet når brefronten (Pralong og Funk 2006).

Tempererte breer vil i smeltesesongen bevege seg raskere på grunn av vanninnhold i isen (englasialt) og vann langs bresålen (subglasialt) som gjør at breen glir raskere over brebunnen. Økt hastighet muliggjør en raskere transport av bresprekker fram til tørrkalvingssonen, som også øker spenningen raskere og dermed forkorter sammenbruddsprosessen. Dette betyr at sjansene for ras ved tempererte breer er størst i smeltesesongen. Isfluksen vil ved kalde brefronter være rimelig konstant hele året, og muligheten for ras vil derfor ikke være sesongavhengig (Pralong og Funk 2006).

Slab-brudd

Slab-brudd ved kalde breer oppstår hovedsakelig på grunn av skjærspenning i bruddsonen og ikke på grunn av den *longitudinale* spenning som vil være liten i forhold. Dette er på grunn av breens form og posisjon. Det vil utvikle seg brister i et plan lokalisert der skjærspenningen er maksimal, som vil være i nærheten av brebunnen. Når breen i den ustabile sonen når en viss tykkelse (ved direkte akkumulasjon), overgår skjærspenningen spenningsterskelen som fører til at brister oppstår (Pralong og Funk 2006).

Pralong og Funk (2006) gjorde en numerisk simulasjon for bruddprosessen på breen Grandes Jorasses, som er en ubalansert kald *ramp*-bre med *slab*-brudd lokalisert i Mont Blanc Massif, Italia. Geometrien til brebunn og temperatur ble bestemt fra målinger på stedet, og akkumulasjonen ble estimert ut fra observasjoner. En bresprekk dukket opp i øvre deler av breen ca 2,5 år før raset oppstod (se øverste plott Figur 2.3). Dannelsen av øvre bresprekker er relatert til en økende gradient ved brebunnen og ikke en destabiliseringsprosess. Det er derfor ikke sikkert at bresprekker av denne typen blir dannet ved andre kalde *ramp*-breer som har en helt jevn brebunn. Bresprekken har ikke en direkte innvirkning på breens stabilitet, men skiller den bratte ustabile delen av breen fra den stabile toppdelen av breen. Nær brebunnen til den bratte delen av breen, begynner dannelsen av et skjærbrudd ca 250 dager før breen raser. Bruddet vokser parallelt med brebunnen over hele bruddsonen samtidig (se plott i midten Figur 2.3). Avstanden fra bruddet og ned til brebunnen vil sannsynligvis være avhengig av uregelmessigheter langs brebunnen. Noen uker før raset, utvikler det seg raskt en ny bresprekk nedenfor den føreste sprekken, og separerer den nedre ustabile delen av breen med den øvre stabile (se nederste plott Figur 2.3). Til slutt raser den ustabile delen ut (Pralong og Funk 2006).



Figur 2.3 Viser tre faser av den simulerte bruddprosessen til en kald *ramp*-bre med *slab*-brudd (Grandes Jorasses). Figuren er hentet fra (Pralong og Funk 2006).

Slab-brudd i temperert is oppstår når friksjonen mellom isen og underlaget minsker. Friksjonen minsker som regel på grunn av subglasialt smelte vann (Pralong og Funk 2006). På grunn av økt is hastighet kan det subglasiale nettverket bli påvirket slik at det oppstår formasjoner av kaviteter og samtidig en desorganisasjon av dreneringsnettverket, som kan medføre udrenerte kaviteter under den ustabile delen av breen (Rothlisberger og 1987). Økning av denne typen kaviteter kan føre til økning av isens glidehastighet (Kamb 1987 ifølge Pralong og Funk 2006). Det er derfor en positiv tilbakekobling mellom kavitasjon areal og glidning langs brebunn, som fører til aksellerasjon av det ustabile brepartiet. Aksellerasjonsøkningen kan i noen tilfeller føre til at den ustabile delen raser. Friksjonen

mellom is og brebunn kan også bli påvirket gjennom ytre prosesser som regn og lufttemperatur. Store mengder regn kan medføre en hurtig økning av vanntrykk, og høye lufttemperaturer kan varme opp det basale laget. Tidsskalaene for de ulike destabiliseringsprosessene vil være svært varierende. Destabilisering på grunn av hurtig økning av vanntrykk kan skje i løp av en dag, tilbakekoblinger i det subglasiale dreneringsnettverket kan skje over en måned og oppvarming av basal is kan ta flere år. Breens naturlige tilpasning for å oppnå en stabil tilstand, vil ta vesentlig lenger tid enn destabiliseringsprosessene, noe som betyr at denne typen breer potensielt kan være ustabile (Pralong og Funk 2006).

Skjærbrudd ved brebunnen til den tempererte ustabile delen, kan vanligvis utelukkes da tykkelsen (30 – 40m) og helningen ($<30^\circ$) ikke kan forårsake nok spenning til å muliggjøre brudd. En svekking av friksjonen mellom underlaget og den ustabile delen kan derimot påføre den øvre stabile delen en betydelig *tensile stress* spenningsøkning, slik at brudd kan oppstå (Rothlisberger og 1987). Ved brudd brekker den ustabile delen vanligvis langs en buet linje, som går mellom to støttepunkt som isen hviler på, ved hver side av den ustabile ismassen. Delen av breen som ligger over linjen, blir holdt tilbake av *compressive* krefter, anvendt på støttepunktene, som dermed sørger for at ismassen opprettholder en stabil tilstand. Den potensielt ustabile delen under linjen, holdes igjen av den øvre stabile delen av breen. Dette medfører et høyt *tensile stress* mellom de to delene. Når is strømmer igjennom denne linjen (grensen mellom stabil og ustabil del), vil massen til den ustabile delen øke slik at den *tensile* spenningen også øker. Ismassen og spenningen vil øke helt til et brudd oppstår, eller til en ny stabil tilstand oppstår (Ott 1985 i følge Pralong og Funk 2006). Stabiliteten til breen vil ikke bare være avhengig av støttepunktene, men også av ujevnheter langs brebunnen som virker stabiliserende. Hvis stabiliserende faktorer mangler, kan hele breen eller store deler av breen gli ut og føre til store skred (Pralong og Funk 2006).

2.1.4 Skredbreers påvirkning av klimatisk oppvarming

Klimatisk oppvarming fører til forstyrrelser av likevekten til breer og permafrost, og kan dermed føre til økt fare i skredsårbare områder, i tillegg til å skape nye. Økt menneskelig aktivitet i utsatte skredområder, fører også til økt fare for tap av menneskeliv. Som et resultat av dette er ikke historiske data alene tilstrekkelig for risikoanalyser, og må kombineres med nye observasjoner og modelleringer (Kääb et al. 2006).

På grunn av global oppvarming skjer det stadig forandringer i alpine områder der mange av jordens breer ligger. Et varmere klima kan føre til at flere breer trekker seg tilbake på grunn av mye smelting om sommeren, og at mye av nedbøren kommer som regn istedenfor snø. Flere breer som før hadde en stabil tilstand kan i tilbaketrekningsfasen bli ustabile skredbreer, da fronten til breene plutselig kan ende på bratte sva. Breer som henger i bratte fjellsider er ofte avhengig av å være fastfrosset til underlaget, enten ved brefronten eller under hele breen, for å opprettholde en stabil tilstand. Varmere atmosfæreforhold og tining av permafrost kan føre til endringer av den basale istemperaturen, slik at deler av breer som før var kalde kan bli temperert. Ved et varmere klima kan også skredfarene avta ved at en bre med *wedge*-bruddtype kan trekke seg vekk fra kanten, som vil være den utløsende faktoren for et eventuelt skred. Ved klimaforandringer vil det derfor være omtrent en 50 % prosent sjanse for at skredfaren enten øker eller avtar.

Økning i vanndrenering på grunn av økt nedbør og smelting, kan medføre et høyere subglasialt og englasialt vanntrykk. Hvis vannmengden øker drastisk kan dette medføre at trykket i subglasiale kavitasjonsdreneringsnettverk øker så mye at breen blir løftet opp fra underlaget, slik at friksjonen mellom bre og underlag svekkes. Dette fører til økte *tensile stress*, som i noen tilfeller kan ende med skred. Hvis brefronten er fastfrosset til underlaget, kan en økt vanndrenering skape så høyt trykk at spenningen på brefronten overstiger friksjonen mellom is og underlaget, som kan føre til at hele fronten og deler av breen som hvilte på fronten, glir ut og fører til katastrofale skred.

2.2 Fjernanalyse

Fjernanalyse vil bli en stadig viktigere og mer integrert komponent ved håndtering av bre og permafrostfarer. For regionalskalaundersøkelser og/eller områder som er utilgjengelige fra bakken og ved luftbårne metoder, er satellittbårne optiske sensorer verktøyet som virker mest robust og er enklest å anvende. Metoden muliggjør semi-automatisk klassifikasjon, måling av kraftige og storskala forskyvninger, og for noen instrumenter også DTM-generering. På grunn av dette er fjernanalysemetoder klart å foretrekke, eller den eneste muligheten for å oppnå basisdata for regionalskala farevurderinger i fjellområder. Begrensinger i romlig oppløsning og nøyaktighet gjør metoden mest anvendelig til deteksjon av farepotensial og til oppretting av aktsomhetskart (målestokk 1:25 000 - 1:50 000), istedenfor mer detaljerte farevurderinger (Kääb et al. 2005a).

Vurderingen av potensielle farer og utsatte områder fra satellitt krever en god forståelse av innvirkende faktorer som kan påvirke dataene, analysene og resultatene. Brukere av satellittdata må derfor ha kunnskap om de topografiske og atmosfæriske innvirkningene på dataene, og kunne korrigere for disse effektene slik at pålitelige resultater kan oppnås.

2.2.1 Atmosfærepåvirkning

Satellittscenene brukt i denne oppgaven er registrert med passive optiske sensorer (TM og ASTER) som i motsetning til aktive sensorer ikke sender ut egne signaler, men mottar solstråler reflektert fra jordoverflaten (synlig og nærinfrarød (VNIR), kortbølget infrarød (SWIR) stråling og stråler utsendt fra jordoverflaten (termisk infrarød stråling (TIR)). Dette betyr at sensorene registrer en del av det elektromagnetiske spekteret med bølgelengder fra 0,3 til 10,0 μm (Kääb 2005b).

Atmosfærens eksistens forårsaker problemer ettersom den elektromagnetiske strålingen fra solen som blir reflektert av jordoverflaten (se Avsnitt 2.2.2) og detektert av satellittsensoren, må passere gjennom jordens atmosfære to ganger (gjelder ikke termisk infrarød stråling som bare passerer atmosfæren en gang (Lillesand og Kiefer 2000)), fra solen til jordoverflaten og fra jordoverflaten til satellitten. Betrakningsvinkelen til sensoren har innflytelse på lengden den elektromagnetiske strålingen fra bakken til sensoren må tilbakelegge. Derfor vil en sensor

med nadir betraktningsvinkel være mindre utsatt for atmosfæriske interaksjon enn en sensor med betraktningsvinkel bort fra nadir (Mather 2004).

Den totale spektrale solinnstråling på jordens overflate (E_{λ}) er en sammensetning av tre komponenter (Bishop et al. 2004):

$$E_{\lambda} = E_{\lambda}^b + E_{\lambda}^d + E_{\lambda}^t \quad (2.1)$$

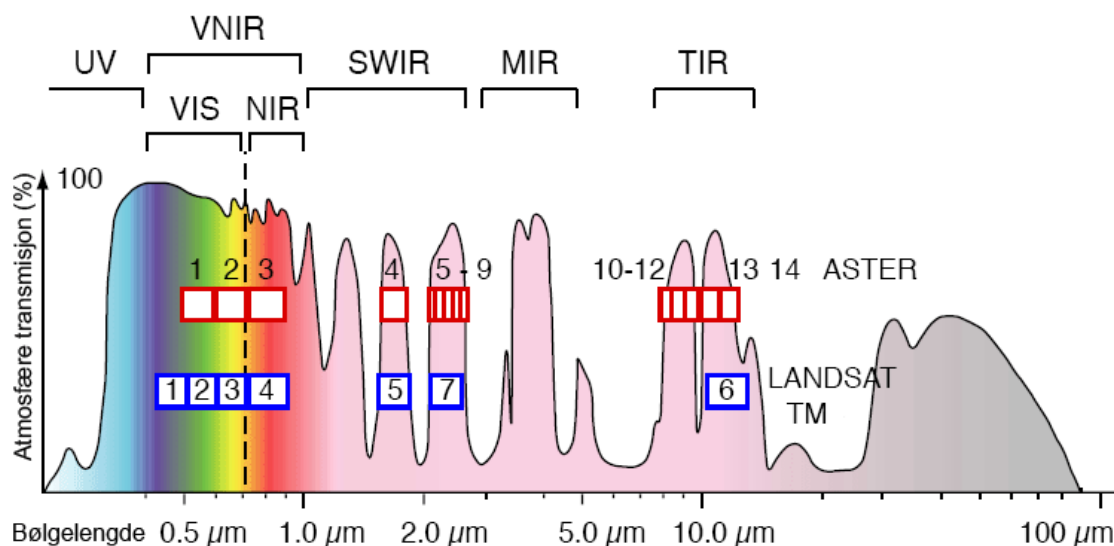
Hvor E_{λ}^b er den direkte solinnstrålings komponenten, E_{λ}^d diffus skylight utstrålingskomponent, og E_{λ}^t er den tilstøtende solinnstrålingskomponenten fra terrenget.

Ved signalets passering gjennom atmosfæren blir det primært påvirket av gasser og partikler som fører til spredning og absorpsjon av signalet (direkte solinnstråling E_{λ}^b). Begge disse effektene er blant annet et resultat av tilstedeværende atmosfæreforhold, signalintensitet, bølgelengde og signalets reiselengde. Atmosfæretykkelsen er en romlig variabel og avhengig av landskapets hypsometri. I alpine området med store relieff kan atmosfæreforholdene endres vesentlig over korte horisontale distanser (Bishop et al. 2004).

Spredning av stråling på grunn av atmosfæriske partikler (gass, vanndamp og støv) er en alvorlig atmosfæreeffekt som kan føre til kraftig reduksjon av informasjon i bildene, slik at kontrasten svekkes og vanskeliggjør differensiering av ulike objekter. Det forekommer flere ulike spredningstyper som påvirker ulike bølgelengder av strålingen i forskjellige høyder i atmosfæren. Forholdet mellom hvilke bølgelengder som blir utsatt for spredning er avhengig av partikkeltypen (gassmolekyl, støv og vanndamp) og dens størrelse i forhold til bølgelengden (Jensen 2006). En type spredning som påvirker informasjonen i satellittbilder i spesielt stor grad, kalles ikke selektiv og sprer alle synlige og nærinfrarøde bølgelengder omtrent likt. Dette skjer fordi diameteren til partikkelstørrelsen er mye større enn bølgelengden til strålingen. Vanndråper forårsaker denne typen spredning, og er grunnen til at tåke og skyer fremstår som hvitt (Lillesand og Kiefer 2000).

Absorpsjon er en prosess hvor strålingsenergi blir absorbert og konvertert til andre former for energi (Jensen 2006). I motsetning til spredning, resulterer atmosfærisk absorpsjon til et effektivt tap av strålingsenergi. Dette skjer vanligvis ved bestemte bølgelengder da ulike

gasser har en tendens til å absorbere elektromagnetisk energi i spesifikke bølgelengde-regioner. Deler av spektrumet som transmitterer stråling effektivt, kalles atmosfæriske vinduer (se Figur 2.4) (Lillesand og Kiefer 2000), og det er i disse delene av spektrumet kanalene til sensorer som Landsat TM og ASTER er plassert. De mest effektive absorbatorene av solstråling i denne sammenhengen er vanndamp, karbondioksyd og ozon (Lillesand og Kiefer 2000, Jensen 2006).

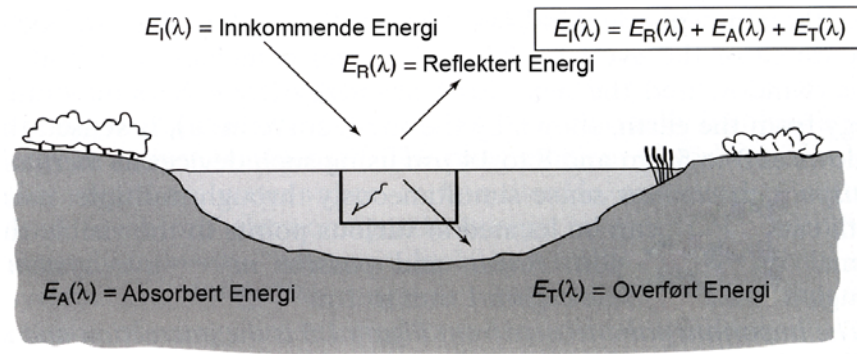


Figur 2.4. Atmosfæretransmisjon for det optiske spekteret med Landsat TM og ASTER-kanalenes spektrale spekter. UV: ultrafiolett; VIS: synlig; NIR: nærinfrarød; SWIR: kortbølget infrarød; MIR: mellom infrarød; TIR: termisk infrarød. Figuren er hentet fra (Kääb 2005b) og er noe modifisert.

På grunn av spredningsprosesser produserer atmosfæren hemisfærisk solinnstråling (diffus skylight utstråling E_{λ}^d), avhengig av den relative geometrien mellom solen og atmosfæren, og atmosfære sammensetningen. Begge komponentene E_{λ}^b og E_{λ}^d har en interaksjon med terrenget, noe som fører til tredje solinnstrålingskilde (tilstøtende terrengsolinnstråling E_{λ}^t) som er en funksjon av topografi og arealdekke (Bishop et al. 2004, Kääb 2005b).

2.2.2 Energiinteraksjon med terrengoverflate

Når elektromagnetisk energi treffer et hvilket som helst element på jordoverflaten, er tre fundamentale energiinteraksjoner med materialet mulige (se Figur 2.5). Forskjellige fraksjoner av energien tilstøtende med elementet blir reflektert, absorbert, og/eller overført (Lillesand og Kiefer 2000).



Figur 2.5. Basis interaksjonen mellom elektromagnetisk energi og et jordoverflate element. Figuren er hentet fra (Lillesand og Kiefer 2000), men er modifisert.

Ligningen i Figur 2.5 er en energibalanse-ligning som beskriver det innbyrdes forholdet mellom oppbygningen av refleksjon, absorpsjon og overført energi. Omfanget av energi som blir reflektert, absorbert og overført vil variere for ulike elementer på jorden, avhengig av materialtype og forholdene. Det er disse forskjellene som gjør det mulig å identifisere ulike objekter i et bilde. Dette er også avhengig av bølgelengde, da omfanget av energi som blir reflektert, absorbert og overført vil variere ved ulike bølgelengder. På grunn av dette kan to objekter være vanskelige å skille i et spektralt spekter, men være lett å skille i en annen spektral kanal. Terrengets refleksjon vil også variere med innfallsvinkelen til solinnstrålingen og terrengets geometri med hensyn til sensorens posisjon (*bidirectional reflectance distribution function*, BRDF). Variasjoner i BRDF kan føre til signifikante påvirkninger av framtoningen til objekter i satellittbilder. Dette kan medføre at objekter framtrer lysere eller mørkere bare som et resultat av det angulære forholdet mellom solen, objektet og sensoren, selv om det ikke finnes refleksjonsforskjeller på terrengoverflaten (Lillesand og Kiefer 2000).

Innenfor den synlige delen av spekteret resulterer disse variasjonene i den visuelle effekten til farger. Ettersom mange fjernanalysesystemer opererer i bølgelengderegioner der reflektert energi overdominerer, er refleksjonsegenskapene til objekter på jorden svært viktige. Det er derfor nyttig å tenke på energibalanseforholdet uttrykt med ligning 2.2 (Lillesand og Kiefer 2000):

$$E_R(\lambda) = E_I(\lambda) - [E_A(\lambda) + E_T(\lambda)] \quad (2.2)$$

Reflektert energi ($E_R(\lambda)$) er lik innkommende energi ($E_I(\lambda)$) på et hvert objekt, redusert med energien som enten er absorbert ($E_A(\lambda)$) eller overført ($E_T(\lambda)$) fra objektet.

Reflektansen fra objekter, som omhandler hvordan objekter reflekterer stråling, er svært viktig ved fjernanalyseformål. Det finnes ulike typer reflekterende overflater som er en funksjon av overflateujevnheten til objektet i forhold til bølgelengden til den innkommende energien. Speil-lignende reflektorer er flate overflater, hvor vinkelen til refleksjonen er lik vinkelen til den innkommende strålingen. Diffuse (eller *Lambertian*) reflektorer er ru/ujevne overflater som reflekterer jevnt i alle retninger. De fleste overflater på jorden er verken perfekt speilende eller diffuse reflektorer, men heller noe midt mellom de to ytterpunktene. Hvordan overflater virker som reflektorer er altså et resultat av overflateujevnhet, som må ses i sammenheng med bølgelengde. Når bølgelengden til den innkommende strålingen er mye mindre enn overflatens høydevariasjoner eller partikkelstørrelsen som utgjør overflaten, vil refleksjonen fra overflaten være diffus (f.eks. fersk snø, sand, o.l. i synlig spekter). Hvis derimot gjennomsnittelig overflatehøyde er flere ganger mindre enn bølgelengden, vil overflaten virke som en speil-lignende reflektor (f.eks. en stille vannoverflate). Diffusrefleksjoner inneholder spektral informasjon om fargen til den reflekterende overflaten, noe speil-lignende refleksjoner ikke gjør. På grunn av dette er det i fjernanalyse sammenheng mest interessant å måle diffusrefleksjons egenskaper til terrengobjekt (Lillesand og Kiefer 2000 , Mather 2004, Jensen 2006).

Reflektans særpreg til jordens overflateobjekter kan kvantifiseres ved å måle andelen av innkommende energi som blir reflektert. Dette er målt som en funksjon av bølgelengde og blir kalt spektral refleksjon (2.3) (Lillesand og Kiefer 2000):

$$\rho_{\lambda} = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)} \times 100 \quad (2.3)$$

Spektral refleksjon (ρ_{λ}) er lik reflektert energi fra objekt ($E_R(\lambda)$) delt på innkommende energi på objektet ($E_I(\lambda)$) uttrykt i prosenter.

Ved å bruke ligning 2.3 til å lage kurver over objekters spektrale refleksjon som en funksjon av bølgelengde, får man innsikt i objektenes spektrale egenskaper som er viktig ved valg av bølgelengderegioner til bestemte fjernanalyseapplikasjoner (Lillesand og Kiefer 2000).

2.2.3 Spektrale egenskaper til snø og is

Snø er en sammensetning av iskorn og luft, og ved temperaturer rundt 0 °C inneholder snø også små mengder vann. Metamorfosen av snø til is skjer når volumet av luftfylte porer reduseres og kornene øker i størrelse. Snø som har overlevd en smeltesesong kalles *firn*, og overgangen fra *firn* til is skjer ved at innbyrdes forbundne luftpassasjer blir forseglet og luften blir isolert i separate bobler (Benn og Evans 1998). De ulike stadiene fra snø til is har ulike spektrale egenskaper i det elektromagnetiske spekteret, og kan dermed skilles fra hverandre.

Fersk snø reflekterer 80 - 90 % av det innkommende synlige lyset og rundt 50 - 80 % av den nærinfrarøde strålingen, nærmest som en *lambertian* reflektor (isotropisk refleksjon) (Choudhury et al. 1981, Hall et al. 1989). Den høye albedoen (reflektans) til fersk snø i det synlige spekteret, medfører at snøoverflater fremstår lysere enn alle andre terrengoverflater, noe som kan resultere i detektormetning (DN=255) i starten av det synlige spekteret (ca 0,45 - 0,60 μm , TM1, TM2 og ASTER 1). Dette kan utnyttes, da den høye snøalbedoen muliggjør definering av snø i skyggelagte områder, men medfører også at snøoverflater fremstår som homogene flater uten variasjoner. Refleksjonen reduseres gradvis (til ca 60 %) når snøen metamorfoseres til breis (Dozier 1989). Ved bølgelengdene i det nærinfrarøde spekteret (0,8 - 1,5 μm , TM4 ASTER 3N og 3B) reduseres snøalbedoen drastisk og holder seg lav ved lengre bølgelengder (Wiscombe og Warren 1980, Hall et al. 1989).

Når snø eldes, øker kornstørrelsen og albedoen til snøen reduseres for alle bølgelengder (Wiscombe og Warren 1980). Grunnen til dette er at strålingsatomet vil møte noen tusen luft-is og is-luft grenseflater når den går igjennom snøpakken, og ved hver av disse grenseflatene er det en sannsynlighet på rundt 0.02 at strålingsatomet blir reflektert. Derfor er det nesten sikkert at strålingsatomet blir reflektert tilbake og ut av snøpakken, og siden verken absorpsjon eller refleksjonsegenskapene til is varierer signifikant over de synlige bølgelengdene, vil dette være rimelig likt for alle bølgelengder. Når kornstørrelsen øker, minsker luft-is grenseflatene og fører til at spredningsmulighetene reduseres (Rees 2006). Snøalbedoen minsker ved økt flytende vanninnhold i snøpakken, da luften mellom kornene erstattes med flytende vann som fører til økt kornstørrelse (Wiscombe og Warren 1980).

Snørefleksjonen i det synlige spekteret reduseres mest på grunn av støvforurensing, og mindre på grunn av økt kornstørrelse, mens i det nærinfrarøde spekteret minsker innflytelsen til

støvforurensning mens innflytelsen av kornstørrelse øker (Wiscombe og Warren 1980, Dozier 1989, Hall et al. 1989). I det kortbølgede infrarøde spekteret (SWIR, TM 5, 7 og ASTER 4 - 9,) er refleksjonen fra snø veldig lav med en tydelig avhengighet av kornstørrelse, mens innflytelsen fra støvforurensing er lav (Dozier 1989, Hall et al. 1989, Salisbury et al. 1994). I skyggeområder som inneholder snø og bre-is forekommer det mye sensorstøy i dette spekteret (Paul 2003). Dette spekteret er nyttig for atskilling mellom skyer og snø, da refleksjonen fra skyer er høyere enn snø (Dozier 1989). For den termale infrarøde delen av spekteret er refleksjonen til snø og is lav når overflatetemperaturen er ved 0 ° C eller lavere (Kääb 2005b).

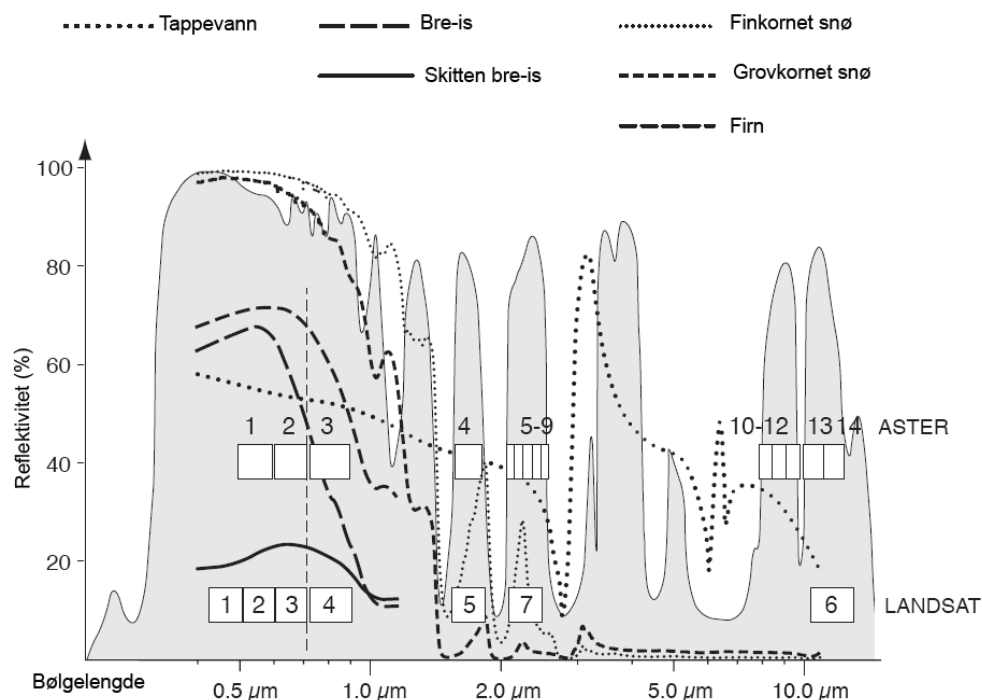
Albedoen til en tynn snøpakke kan være påvirket av den underliggende terrengoverflaten. Nødvendig snøtykkelse for å unngå påvirkning av underliggende terreng øker med kornstørrelse; for gammel smeltende snø kan den være ca 20 cm vannekvivalent (ca 50 cm snø) (Wiscombe og Warren 1980).

Som en konsekvens av refleksjonsegenskapene til snø, har bar bre-is en lavere refleksjon enn snø i det synlige spekteret, samtidig som akkumulasjon av synlig kontaminasjon også bidrar til redusert refleksjon. Denne effekten øker mot fronten av breen etter som bre-isen blir tilskitnet av morenemateriale, som medfører drastisk refleksjonsreduksjon i det synlige spekteret og en liten refleksjonsøkning i det nærinfrarøde spekteret (Zeng et al. 1983, Koelemeijer et al. 1993). For morenedekket is kan den spektrale signaturen til morenen dominere over is-signaturen avhengig av prosentandelen av overflatearealet som er dekket av morenematerialet. Hvis isoverflaten innen et piksel er dekket av morenemateriale som tilsvarer atskillig mer enn ti prosent av det totale overflatearealet, kan dette pikselet sannsynligvis ikke skilles fra piksler bestående av periglasial morene eller berggrunn ved bruk av multispektral data (Kääb 2005b).

Tilstedeværelse av flytende smeltevann oppå bre-isen kan føre til refleksjonsreduksjon i det nærinfrarøde spekteret (Zeng et al. 1983, Koelemeijer et al. 1993). Refrosset smeltevann på breoverflaten har en lavere refleksjon enn bar bre-is i det synlige spekteret, mens det motsatte er tilfelle for det nærinfrarøde spekteret (Winther 1993a).

Tabell 1. Tabellen oppsummerer spektrale respons egenskapene for snø og bre-is i kanalene til Landsat TM og ASTER.

Bølgelengde (μm)	Sensor		Spektrale responsegenskaper for snø og bre-is
	ASTER Kanal	TM Kanal	
0,45 - 0,7	1, 2	1, 2, 3	<ul style="list-style-type: none"> • Meget høy refleksjon fra snø (Hall, 1989; Choudhury, 1981) • Detektormetning mulig, særlig hvis overflaten er vendt mot sensoren (Dozier, 1989) • TM1 kan benyttes til definering av snø i skyggeområder (Dozier, 1989) • Redusert refleksjon ved forurensing (sot, støv og pollen) (Hall, 1989; Dozier, 1989; Wiscombe, 1980) • Refleksjon ikke påvirket for kornstørrelse (Hall, 1989; Dozier, 1989; Wiscombe, 1980) • Refleksjon fra bre-is vesentlig lavere enn fra snø (Zeng, 1983; Koelemeijer, 1993) • Refrosset is lavere refleksjon enn bar bre-is (Winther, 1993) • Snøoverflater fremstår som homogene flater uten variasjoner (Dozier, 1989)
0,76 - 0,9	3N, 3B	4	<ul style="list-style-type: none"> • Høy refleksjon fra fersk snø, men detektor metning forekommer ikke (Hall, 1989; Wiscombe, 1980) • Refleksjon mer følsom for kornstørrelse (Hall, 1989; Dozier, 1989; Wiscombe, 1980) • Refleksjonen mindre følsom for forurensing (Hall, 1989; Dozier, 1989; Wiscombe, 1980) • Lav refleksjon fra bre-is, særlig hvis dekket av smeltevann (Zeng, 1983; Koelemeijer, 1993) • Refrosset is høyere refleksjon enn bre-is (Winther, 1993)
1,55 - 1,75	4	5	<ul style="list-style-type: none"> • Lav refleksjon fra snø og enda lavere fra bre-is (Hall, 1989; Dozier, 1989; Salisbury, 1994) • Refleksjon meget følsom for kornstørrelse (Hall, 1989; Dozier, 1989; Salisbury, 1994) • Snø fremtrer litt lysere enn bre-is på grunn av mindre kornstørrels (Hall, 1989; Dozier, 1989; Salisbury, 1994) • Mye sensorstøy i skyggeområder som inneholder snø og bre-is (Paul, 2003) • Refleksjonen ikke følsom for forurensing (Hall, 1989; Dozier, 1989; Salisbury, 1994) • Skyer har høyere refleksjon enn snø, kan dermed separeres (Dozier, 1989)



Figur 2.6. Spektrale signaturer for vann, og ulike typer snø og is for optiske passive sensorer.

Atmosfærisk transmisjon, og kanalene til Landsat TM/ETM+ og ASTER vises også. Figuren er hentet fra Kääb (2005b), men er noe modifisert.

2.2.4 Atmosfæriske korreksjoner

Verdien som er registrert for et hvilket som helst piksel i en satellittscene, er ikke verdien til den sanne refleksjonsstrålingen til terrengoverflaten på dette punktet. Grunnen til dette er at magnituden til signalet er dempet på grunn av atmosfærisk absorpsjon og retningsegenskapene er forandret på grunn av spredning. I tillegg til atmosfæriske forhold påvirker også andre faktorer som solens plassering (høyde og asimutvinkel), topografiske effekter (terrenghelning) og effekter fra nærliggende terrengobjekter (direkte og spredt stråling fra nærliggende skråninger) (Mather 2004).

Det er viktig å ta i betraktning at atmosfæriske korreksjoner på fjernanalysedata ikke er nødvendig ved alle typer applikasjoner. Hvorvidt atmosfæriske korreksjoner er nødvendig kommer an på informasjonen som ønskes og de analytiske metodene som blir benyttet for å hente ut informasjonen. Ved valg av korreksjonsmetode, hvis atmosfærekorreksjon er nødvendig, må fjernanalysedataene og de atmosfæriske dataene som er tilgjengelige vurderes, slik at en hensiktsmessig metode velges (Song et al. 2001).

Unødvendig med atmosfæriske korreksjoner

Atmosfæriske korreksjoner er ikke påkrevd for alle typer klassifikasjon og metoder for forandringsdeteksjon. Teoretiske analyser og empiriske resultater indikerer at bare når treningsdata (informasjon om spektrale egenskaper til ulike terrengtyper) fra en tid eller et sted må anvendes på et annet tidspunkt eller sted, er atmosfærisk korreksjon nødvendig for bilde-klassifikasjon og forandringsdeteksjon (Song et al. 2001). Ved klassifisering (f.eks. *maximum likelihood*) av et satellittbilde fra en dato, har atmosfæriske korreksjoner liten eller ingen effekt (Fraser et al. 1977, Kawata et al. 1990, Paul 2003).

Nødvendig med atmosfæriske korreksjoner

I noen klassifikasjon- og forandringsdeteksjonapplikasjoner er det nødvendig å korrigere for atmosfæriske effekter før analysene utføres. Hvis dataene ikke er korrigerte kan subtile forskjeller i reflektans eller emisjon mellom de viktige komponentene forsvinne (Jensen 2004). Ved bruk av metoder som normalisert vegetasjonsindeks (NDVI), som ofte blir brukt til overvåking av vegetasjonsdynamikk, er det viktig å korrigere for atmosfæreeffekter da disse kan forurenske NDVI-signaler og føre til ikke-lineære modifikasjoner. Bidraget fra atmosfæren til NDVI-signalet er signifikant og kan utgjøre en stor effekt på tynt eller ødelagt

vegetasjonsdekke. Forholdsbilder (*band ratios*) er også forurenset av atmosfærebidrag (Song et al. 2001).

Generelt sett, for applikasjoner hvor en felles radiometrisk skala er antatt mellom multitemporale bilder, bør atmosfæriske korreksjoner vurderes i preprosesseringen. Det er en økende interesse for overvåkning av store områder med fjernanalysedata. Ved denne typen oppgaver vil det være fordelaktig å kunne trene klassifikasjon og forandringsdeteksjons metoder på et sted eller tid, og deretter anvende metodene et annet sted eller tid. Denne typen generalisering vil være avhengig av evnen til å kunne gjennomføre rutinemessige atmosfærekorreksjoner på bilder (Song et al. 2001), da dette er den eneste måten å utvide spektrale signaturer gjennom rom og tid (Jensen 2004).

Atmosfæriske korreksjonsmetoder

Atmosfærekorreksjoner kan enten være absolutte eller relative. Ved absolutt korreksjon blir de digitale verdiene konvertert til overflaterefleksjon, mens ved relativ korreksjon representerer det digitale nummeret i det korrigerte bildet den samme refleksjonen, uten hensyn til den virkelige refleksjonsverdien i terrenget. Målet med den absolutte radiometriske korreksjonen er å omgjøre digitale verdier registrert av satellittsensoren til proporsjonale overflaterefleksjonsverdier, slik at disse kan sammenlignes med andre absolutte refleksjonsverdier uavhengig av sted (Du et al. 2002).

Flere strålings-overførsel-koder (*radiative transfer codes*, RTCs) basert på strålings-overførsel-teori har blitt utviklet for å korrigere for atmosfære effekter i satellittbilder (Song et al. 2001). Studier har vist at disse strålings-overførsel-kodene nøyaktig konverterer satellittmålingene til overflaterefleksjon (Holm et al. 1989, Moran et al. 1992). For å foreta denne typen korreksjoner trengs nøyaktige målinger av atmosfærens optiske egenskaper ved billedtakning. Målinger av denne typen er ofte utilgjengelige eller av tvilsom kvalitet, noe som gjør rutinemessige atmosfærekorreksjoner av satellittbilder ved bruk av RTCs vanskelig (Song et al. 2001). Ved mange fjernanalyseapplikasjoner er man avhengig av algoritmer som benytter informasjon utledet av bildet i seg selv til å korrigere for atmosfæriske effekter, såkalte bildebaserte korrigeringsmetoder (Moran et al. 1992)

En enkel metode for å delvis omgå atmosfæreeffekter i multispektrale data ved klassifikasjon og forandringsdeteksjon, er å unngå bruk av kanalene som er mest berørt av

atmosfæreeffekter. Dette kan gjøres ved å unngå kanaler som registrerer data i spekteret med korte bølgelengder som for eksempel det synlige spekteret (Foody et al. 1996). Denne metoden er avhengig av applikasjonen dataene skal brukes til, og at egenskapene til det synlige spekteret ikke er betydningsfulle for formålet.

Mørkt objekt subtraksjon (*dark object subtraction*, DOS) er muligens den enkleste, men likevel den mest brukte bildebaserte korreksjonsmetoden for klassifikasjon og applikasjoner for forandringsdeteksjon (Song et al. 2001). Metoden antar at det eksisterer noen piksler i bildet som er helt svarte/mørke (0 prosent refleksjon), og at atmosfæren er horisontalt homogen, noe som ofte ikke er tilfellet. Antagelsen om at noen av pikslene skal være helt svarte/mørke gjøres på grunnlag av det store antallet piksler som finnes i hver kanal og at det derfor vil være noen piksler som ligger i skygge eller over helt svarte vann som skal være helt mørke. Ideelt skal ikke sensoren detektere refleksjon fra disse pikslene, og en DN-verdi på 0 skulle vært tildelt disse. På grunn av atmosfærisk sprednings effekter, vil imidlertid disse pikslene ikke være helt mørke (spredning fra nærliggende terreng blir ikke tatt i betraktning ved denne metoden), og en ikke 0-verdi blir registrert for disse tilsynelatende helt mørke pikslene. Den DN-verdien som blir registrert, representerer verdien som må subtraheres fra kanalen for å fjerne den første ordens spredningskomponent (Chavez 1988).

Korreksjon for anisotropisk refleksjon

Ved bruk av fjernanalysedata over fjellområder må korreksjoner for den topografiske påvirkningen til den spektrale responsen vurderes, da dette er nødvendig for nøyaktig kartlegging av fjellandskap og til estimering av viktige biofysiske parametre. Korreksjoner av denne typen er kompleks, og det finnes foreløpig ingen prosedyrer eller operasjonelle modeller for denne typen effekter. Forskere har derfor brukt flere tilnærminger for å redusere spektrale variasjoner forårsaket av topografi (Bishop et al. 2004).

Flere av de mest avanserte metodene for anisotropisk korreksjon benytter seg av en DTM for å beregne lokale lysforhold til hver piksel. Forskning indikerer at spektralkanalforhold (*band ratios*) kan brukes til å redusere innflytelsen av topografiske effekter (Holben og Justice 1981, Crippen 1988, Bishop et al. 2004). Grunnen til dette er at når man deler DN-verdiene i en spektral kanal med korresponderende verdi i en annen kanal, får man forholdsbilder som resulterer i forsterkninger. En stor fordel med forholdsbilder er at de overfører de spektrale særpregene til bildeelementene uten hensyn til variasjoner i scenebelysningsforhold. DN-

verdiene observert for en terrengtype i skygge er vesentlig lavere enn i solbelyste områder, men forholdsverdiene for hver terrengklasse er likevel nesten identiske uavhengig av belyningsforhold. Derfor vil forholdsbilder fra en scene effektivt kompensere for lysstyrkevariasjoner forårsaket av varierende topografi og fremheve fargeinnholdet i dataene (Lillesand og Kiefer 2000).

For å oppnå best mulige forholdsbilder der det er mulig å skille mest mulig ulike materialer på grunnlag av spektrale egenskaper, kan atmosfæriske korreksjoner som DOS være nyttig å utføre før forholdsbildene opprettes slik at avviket i DN-verdien, som oppstår på grunn av atmosfæriske effekter, for hver kanal fjernes (Crippen 1988).

2.2.5 Satellitter og sensorer

Ved bruk av fjernanalyse til kartlegging av bratte breer og farevurderinger er det flere viktige faktorer å ta hensyn til ved valg av satellittsensor. Anvendbarheten av fjernanalyse for vurdering av høyfjellsfare er hovedsakelig ledet av følgende faktorer (Kääb et al. 2005a):

- Sensorens *romlige oppløsning* (arealet på bakken til hver piksel, pikselstørrelse) avgjør graden av detaljer som kan detekteres fra dataene. Ofte kreves det en høy oppløsning for å vurdere viktige parametre rundt bre- og permafrost farer.
- *Romlig dekning* (arealet på bakken scenen dekker) er tilnærmelsesvis avhengig av den *romlige oppløsningen*, igjennom sensorens tekniske restriksjoner som for eksempel påviselig nivå av innkommende signalstyrke (sensorens støynivå), lagring og opplastings muligheter (kapasitet til å sende data til jorden) om bord på satellitten. Sensorene Landsat TM og ASTER som har en relativt stor *romlig dekning* (TM 180×180 km, ASTER 60×60 km) samtidig med en middels *romlig oppløsning* (TM 30×30 m, ASTER VNIR 15×15 m) passer til regionalskala farevurderinger, mens satellitter med høy *romlig oppløsning* (<5×5 m) og liten *scene-dekning* (ca <30×30 km) er mer egnet for detaljerte lokalskala undersøkelser.
- Den *temporale oppløsningen* (tidsintervallet mellom hver gang sensoren kan ta bilder av det samme området) må være i overensstemmelse med hyppigheten til fareutviklingen eller observerte forandringer. Sensorens *temporale oppløsning* er forbundet med *romlig dekning* og mulighetene for å rotere sensoren på tvers av bevegelsesretning, slik at områder utenfor satellittens bakkespor kan dekkes.

- *Timing* av dataanskaffelsen må kunne styres av bruker, eller sammenfalle med brukerens behov. Sjansene for at bildene blir registrert når brukeren trenger dem øker med økt *temporal oppløsning*.
- Tilgjengelig *spektral oppløsning* (seksjonen av det elektromagnetiske spekteret sensoren opererer i) avgjør blant annet hvilke overflateparametere som er målbare med sensoren, og sensorens avhengighet av vær og lysforhold.
- Fjernanalyse-systemer med *stereomuligheter* muliggjør beregning av terrenghøyder som ofte er en viktig forutsetning i høyfjellsområder hvor det ikke finnes topografiske kart.
- *Brukervennligheten* til dataene, med hensyn til tilgjengelighet, bestillingstid, datastørrelse, format, systemstøtte og pris.

ASTER og Landsat TM har i flere studier vist seg å være egnet til vurdering av potensielle brefarer (Kääb 2002, Huggel et al. 2004, Salzmann et al. 2004). Topografi er et viktig parameter når potensielle skredbreer skal identifiseres, og DTM generert fra ASTER sine stereokanaler, har vist seg å være spesielt nyttige til vurdering av potensielle høyfjellsfarer (Kääb 2002).

Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)

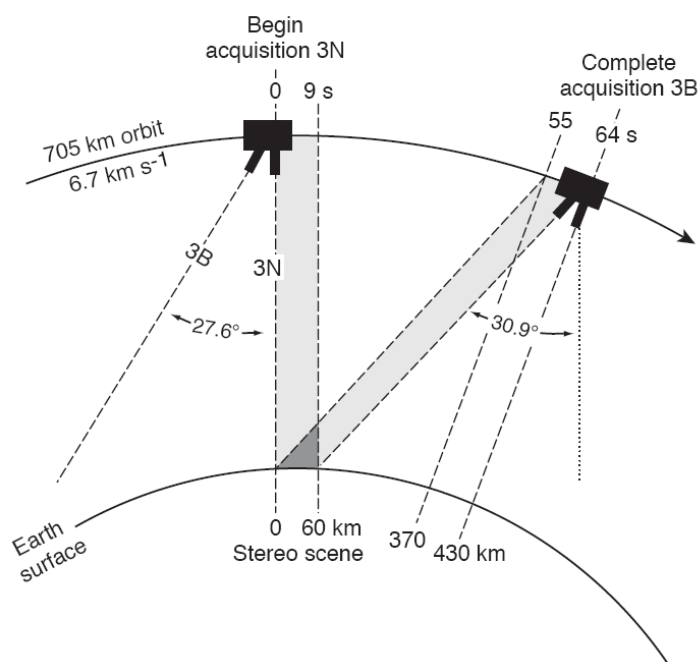
ASTER er et samarbeidsprosjekt mellom USAs *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), Japans *Ministry of International Trade and Industry* (MITI) og Japans *Earth Remote Sensing Data Analysis Center* (ERSDAC). ASTER er et avansert multispektralt avbildingsinstrument som dekker et vidt spektralt område med 14 kanaler, fra det synlige til det termiske infrarøde, med høy romlig, spektral og radiometrisk oppløsning. I tillegg er det en ekstra nærinfrarød bakoverseende kanal som sørger for stereodekning. ASTER-instrumentet flyr i en solsynkron bane (30 minutter bak Landsat ETM+), ombord på NASAs Terra romfartøy som ble sendt opp i 1999 og returnerte de første dataene til jorden februar 2000 (Abrams et al. 2003, NASA 2004). Romfartøyet Terra er flaggskipet til NASAs *Earth Observing system* (EOS) bestående av en serie romfartøyer som representerer det neste milepælssteget i NASAs rolle med å observere jorden fra verdensrommet. Terra muliggjør ny forskning på hvordan jordens land, hav, luft, is og liv fungerer som et totalt miljøsystem. I tillegg til ASTER er de andre instrumentene på romfartøyet Terra: *Moderat-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer* (MISR),

Clouds and the Earth's Radiant Energy Systems (CERES) og Measurements of pollution in the Troposphere (MOPITT) (NASA 2004).

ASTER-instrumentet består av tre separate subsystem-instrumenter. Hvert subsystem opererer innenfor ulike spektrale regioner, har egne teleskop og ble bygget av ulike japanske selskaper. De tre subsystemene er den synlige og nærinfrarøde (VNIR), kortbølget infrarøde (SWIR) og den termisk infrarøde (TIR) (Abrams et al. 2003, NASA 2004). Tabell 1 viser generelle karakteristiske egenskapene til ASTER subsystemene.

VNIR-subsystemet opererer i tre spektrale kanaler ved synlige og nærinfrarøde bølgelengder, med en romlig oppløsning på 15 meter. Systemet består av to uavhengige teleskoper, et nadirstilt og et bakoverstilt, montert for å minimalisere bildeforvrengning. VNIR-subsystemet er det eneste som har stereomuligheter. Fokalplanet til det nadirseende teleskopet består av tre *silicon charge-couplet detector* (CCD) linjerekker (kanal 1, 2, og 3N), mens fokalplanet til det tilbakestående teleskopet (kanal 3B) bare har en. Det nadirseende og bakoverseende teleskopparet er derfor brukt til stereoavbildning fra den samme satellittbanen (*along-track stereo*, se avsnitt 2.2.6). De to nærinfrarøde kanalene, 3N og 3B, genererer *along-track stereo* bildepar med et base-til-høyde (B/H) forhold på ca 0,6 og en gjennomskjæringsvinkel på ca. 27,6° (se Figur 2.7). Teleskopene kan også roteres opp til 24° for å tilføre ekstensive siktingsmuligheter på tvers av bevegelsesretningen. Dette reduserer den temporale oppløsningen fra 16 til 5 dager (NASA 2004), og muliggjør *across-track stereo* (se avsnitt 2.2.6) avbildning med et bedre B/H forhold (nærmere 1) (Toutin 2002).

Plasseringen av stereokanalene i det elektromagnetiske spekteret er gunstig for generering av DTM over breer, da det nærinfrarøde spekteret er følsomt for kornstørrelsen til snø, samtidig som detektormetning ikke forekommer (se avsnitt 2.2.3) (Wiscombe og Warren 1980, Dozier 1989, Hall et al. 1989). DTM generering over snøflater kan derfor lykkes, da det vil være kontraster mellom finkornet snø, grovkornet snø og bre-is, slik at sjansen for korrelasjon mellom stereobildene økes (se avsnitt 2.2.6). De nærinfrarøde kanalene er også mindre utsatt for atmosfærisk svekking enn kanalene i det synlige spekteret (Foody et al. 1996), samtidig som effekter fra BRDF over noen terrengtyper også er lavere (Ranson et al. 1985) da denne effekten kan variere betraktelig med ulike bølgelengder (Lillesand og Kiefer 2000).



Figur 2.7. Figuren viser stereogeometrien og timingen til den nadirseende kanalen 3N og den bakoverseende kanalen 3B. ASTER nadir scenen er omtrent 60 km lang. Opptaket fra den bakover stilte sensoren skjer ca 60 sekunder etter og med en vinkel på 27,6° i forhold til opptaket til nadir sensoren. Opptakene fra disse to sensorene danner til sammen en stereoscene. Figuren er hentet fra (Kääb 2005b).

SWIR-subsystemet opererer i seks spektrale kanaler i den nærinfrarøde regionen gjennom et nadirseende teleskop som har en romlig oppløsning på 30 meter. Sikting på tvers av bevegelsesretning ($\pm 8,55^\circ$ fra nadir) blir utført ved bruk av et styrbart speil. Seks optiske båndpassfilter brukes til å oppnå spektral separasjon mellom kanalene. SWIR-subsystemet inneholder også en frysekjøler som sørger for at temperaturen til detektorene holder seg på 80K. Størrelsen på detektor/filterkombinasjonen krever at detektorene må ha stort mellomrom, noe som fører til en parallaksefeil på rundt 0,5 piksler per 900 meter opphøyelse. Feilen kan korrigeres for hvis en digitalhøydmodell (DEM) er tilgjengelig (NASA 2004).

TIR-subsystemet opererer i fem kanaler i den termiske infrarøde regionen og bruker et nadirseende teleskop med en romlig oppløsning på 90 meter. I motsetning til VNIR og SWIR teleskopene er TIR-subsystem teleskopet ubevegelig, men benytter seg av et speil (*whiskbroom*) for sikting ($\pm 8,55^\circ$ fra nadir) og skanning. Hver kanal bruker 10 detektorer i en siksakk-oppstilling, med et optisk båndpassfilter over hvert detektorelement (NASA 2004).

Datanivå fra ASTER

ASTER-instrumentet produserer data på ulike nivåer: *Level-1A* (L1A) og *Level-1B* (L1B). ASTER L1A er rekonstruerte uprosesserte instrumentdata med full oppløsning. De består av bildedata, radiometriske koeffisienter, geometriske koeffisienter og andre hjelpedata uten at koeffisientene er tilført bildedataene, slik at de originale dataverdiene er bevart. ASTER L1B data er genererte ved å tilføre disse koeffisientene for radiometrisk kalibrering og geometrisk resampling (Abrams et al. 2003).

Alle bildedataene som sensoren registrerer blir prosessert til L1A. På grunn av begrenset lagringskapasitet om bord på romfartøyet kan ASTER-instrumentet ta rundt 710 L1A-scener per dag. Maksimum 310 av disse scenene blir prosessert til L1B-data basert på skydekke, som blir anslått med en automatisk algoritme for skydekke bedømmelse (ERSDAC 2007).

Tabell 2. Generelle karakteristiske egenskapene til ASTER-subsystemene. Figuren er hentet fra (Toutin 2002).

Characteristics	VNIR	SWIR	TIR
Spectral Range	Band 1 0.52 - 0.60 μm Nadir looking	Band 4 1.600 - 1.700 μm	Band 10 8.125 - 8.475 μm
	Band 2 0.63 - 0.69 μm Nadir looking	Band 5 2.145 - 2.185 μm	Band 11 8.475 - 8.825 μm
	Band 3N 0.76 - 0.86 μm Nadir looking	Band 6 2.185 - 2.225 μm	Band 12 8.925 - 9.275 μm
	Band 3B 0.76 - 0.86 μm Backward looking	Band 7 2.235 - 2.285 μm	Band 13 10.25 - 10.95 μm
		Band 8 2.295 - 2.365 μm	Band 14 10.95 - 11.65 μm
		Band 9 2.360 - 2.430 μm	
Ground Resolution (m)	15	30	90
Data Rate (Mbits /sec)	62	23	4.2
Cross-track Pointing (deg.)	± 24	± 8.55	± 8.55
Cross-track Pointing (km)	± 318	± 116	± 116
Swath Width (km)	60	60	60
Quantization (bits)	8	8	12

Landsatprogrammet

Landsatprogrammet består av en serie jordobserverende satellitter som siden 1972 har samlet informasjon om jordkloden fra verdensrommet. Programmet er et felles tiltak mellom NASA og *U.S. Geological Survey* (USGS). NASA utviklet og sendte opp romfartøylene, mens USGS håndterer operasjonene, vedlikehold, håndtering av all mottakning av bakke-data, prosessering, arkivering, produktgenerasjon og distribusjon. Landsat-satellittene har tatt digitale bilder av jordens kontinenter og omkringliggende kystnære områder i ca 35 år, og representerer dermed verdens lengste kontinuerlige innsamling av fjernanalysedata over jordkloden fra verdensrommet. Dette har muliggjort studier av mange aspekter av planeten vår slik at vi kan evaluere de dynamiske forandringene oppstått både ved naturlige prosesser og på grunn av menneskelige innvirkninger. Bildene er en unik resurs for mennesker som arbeider med landbruk, geologi, geografi, skogsbruk, arealplanlegging, utdanning, kartlegging og forskning på globale forandringer (NASA 2007b , USGS 2007).

Satellittene i Landsatprogrammet

Den første satellitten i Landsat programmet ble skutt opp i 1972, og hadde to ulike avbildere, en *Return Beam Vidicon* (RBV) og en 80 meter *Multispectral Skanner* (MSS). Landsat 2 og 3 ble skutt opp i 1975 og 1978 og var konfigurert omtrent på samme måte som den første satellitten. I 1984 ble Landsat 4 skutt opp med et MSS instrument og et nytt instrument som ble kalt *Thematic Mapper* (TM). Instrumentoppgraderingen inkluderte forbedret romlig oppløsning (30 meter) og 3 nye spektrale kanaler. Landsat 5 som er en kopi av Landsat 4 ble skutt opp i 1984 og leverer fortsatt data selv om den 5 års designede levetiden er oversteget med ca. 17 år. Landsat 6 som var utstyrt med en pankromatisk kanal med en romlig oppløsning på 15 meter, ble tappt rett etter oppskytning i 1993. Den siste satellitten i Landsat programmet, Landsat 7, ble skutt opp i 1999 med et nytt instrument *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) som er en forbedring av TM instrumentet, og har i tillegg en pankromatisk kanal med 15 meter oppløsning (NASA 2007a).

TM- og ETM+ sensorene

Både TM- og ETM+-sensorene om bord Landsat 5 og 7 er multispektrale skannere, som skanner overflaten linje for linje med et svingende speil (*whisk-broom*) perpendikulært på flyretningen (*across-track scanning*). Hver linje som skannes representerer en 185 km lang og et 480 meter bredt område (bruker 16 detektorrader) på bakkeoverflaten. Den innkommende reflekterte eller avgitte strålingen passerer et teleskop og blir deretter separert inn i ulike

spektrale kanaler. Den mottatte elektromagnetiske energien blir konvertert om til 256 atskilte nivåer (DN). Landsat 5 flyr i formasjon med Landsat 7 som som ligger 8 dager foran (NASA 2007b).

Landsat 5, TM

Landsat 5 er utstyrt både med MSS- og TM-sensor, men rutineinnsamlingen av data fra MSS-sensoren ble avsluttet i 1992 (USGS 2007). TM er basert på de samme prinsippene som MSS-sensoren, men har et mer komplekst design. TM-sensoren har finere romlig oppløsning, forbedret geometrisk pålitelighet, mer radiometriske detaljer og detaljert spektral informasjon i mer presist definerte spektralregioner (Campbell 2002).

Bølgelengdespekteret til TM-sensoren går fra det synlige, igjennom midtre infrarød og inn i den termiske infrarøde delen av det elektromagnetiske spekteret. TM-sensoren har en romlig oppløsning på 30 meter for kanal 1 til 5 og kanal 7, og romlig oppløsning på 120 meter for kanal 6 (se Tabell 3) (USGS 2007).

Landsat 5 flyr med en banehøyde på 705 km og gjør 233 banesykluser på 16 dager, som er satellittens temporale oppløsning. Satellitten opererer fra en solsynkron, nesten-polar bane, og avbilder terrenget på jorden med en skannebredde på 185 km. Tilnærmete scenestørrelse på TM-sensor produktene er 170 km nord-sør og 183 km øst-vest (USGS 2007).

Landsat 7, ETM+

ETM+ er et fast *whisk-broom* multispektral skanning radiometer, som er i stand til å levere bildeinformasjon over jordoverflaten med høy oppløsning. Sensoren registrerer spektralfiltrert stråling i VNIR, SWIR, LWIR og pankromatiske kanaler (se Tabell 3) fra den solbelyste jorden i en 183 km bred skanning fra en bane med 705 km høyde (NASA 2007b).

De primære nye egenskapene med Landsat 7 ETM+ i forhold til TM er en pankromatisk kanal med 15 meters romlig oppløsning, en innebygd fullstendig blenderåpningsolkalibrator, 5 % absolutt radiometrisk kalibrering og en termisk infrarød kanal med firedobbel forbedring i romlig oppløsning (NASA 2007b).

Den 31. mai 2003 feilet linjeskanner korrekturen (*Scan Line Corrector*, (SLC)) som kompenserer for satellittens fremoverbevegelse. Utførte forsøk på å reparere feilen mislyktes,

og feilen er nå permanent. Uten operativ SLC, samler ETM+ sensoren nå inn data i et sikksakkmønster langs terrengoverflaten som fører til duplikasjon av data. Effekten er størst mot bildekantene og minsker gradvis mot sentrum av scenen. Midten av scenen, ca 22 km bredt, inneholder lite dataduplikasjon og tap, men en andel på ca. 22 prosent av hver scene blir tapt. USGS sitt prosesseringsystem bruker flere metoder for erstatting av tapt data. Sensoren er fortsatt operativ da deler av scenene fortsatt kan brukes til ulike applikasjoner (USGS 2007), men er ikke ønskelige å bruke til brekartlegging over større områder, da sjanse for manglende eller interpolerte data over bredekte områder er stor.

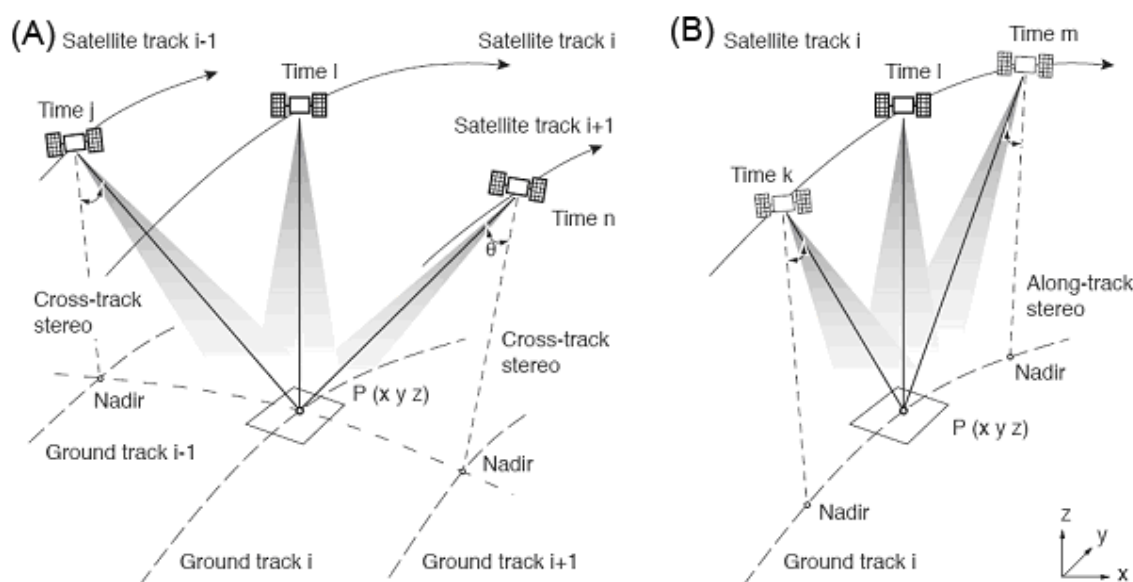
Tabell 3. Sensorene brukt på Landsat satellittene, og kanalenes spektrale og romlige oppløsning. Tabellen er hentet fra Lillesand (2000).

Sensor	Mission	Sensitivity (μm)	Resolution (m)
RBV	1, 2	0.475–0.575	80
		0.580–0.680	80
		0.690–0.830	80
		0.505–0.750	30
MSS	1–5	0.5–0.6	79/82 ^a
		0.6–0.7	79/82 ^a
		0.7–0.8	79/82 ^a
		0.8–1.1	79/82 ^a
		10.4–12.6 ^b	240
TM	3, 4, 5	0.45–0.52	30
		0.52–0.60	30
		0.63–0.69	30
		0.76–0.90	30
		1.55–1.75	30
		10.4–12.5	120
		2.08–2.35	30
		Above TM bands plus 0.50–0.90	30 (120 m thermal band) 15
ETM ^c	6	Above TM bands plus 0.50–0.90	30 (60 m thermal band) 15

2.2.6 DTM-generering fra optisk satellitt

Stereobilder fra satellitt

Digitale terrengmodeller (DTM) kan opprettes fra optiske satellitter som tar bilder med *scanning*- eller *pushbroom*-sensorer med stereodekning. Det er to ulike måter å oppnå stereobilder fra satellittsensorer. Den ene metoden registrer stereobilder fra den samme satellittbanen ved ulike synsvinkler, dvs. at en sensor er stilt i nadir mot terrenget mens en eller flere andre sensorer er stilt fremover og/eller bakover slik at før- og etter-bilder oppnås (*along-track-stereo*, se Figur 2.8 b). Den andre metoden benytter ulike satellittbaner for å opprette satellittbilder med ulike synsvinkler av terrenget (*across-track stereo*, se Figur 2.8 a) (Toutin og Cheng 2001 , Kääb 2005b).



Figur 2.8. Prinsippene for optisk satellittstereo. Figuren (a) viser geometrien til *across-track-stereo* metoden og illustrerer hvordan stereoparene oppnås ved at satellitten tar bilder over samme terrengområde fra ulike satellittbaner med tidsforskjeller fra noen dager til måneder. Figuren (b) viser geometrien til *along-track-stereo* metoden som illustrerer hvordan stereoparene nesten registreres samtidig (tidsforskjeller fra sekunder til minutter) fra samme satellittbane med en overflygning. Figuren er hentet fra (Kääb 2005b).

Metoden *across-track-stereo* har blitt anvendt siden 1980, først med Landsat fra to nærliggende baner, så ved SPOT som har mulighet til å registrere bilder til sidene ved å styre sensoren på tvers, og til slutt ved IRS-1C/D ved å "rulle" satellitten. I nyere tid har *along-track-stereo* metoden blitt mer populær på grunn av JERS-1 sin Optical Sensor (OPS), den

tyske Modular Opto-Electronic Multi-Spectral Stereo Scanner (MOMS) og ASTER (Toutin og Cheng 2001).

Den store fordelen med *along-track-stereo* er at stereoparet er tatt veldig nær hverandre i tid slik at atmosfæriske forhold, terrengoverflateforhold og illuminasjon-forandringer mellom de to bildene vil være minimale. Siden stereoparet som brukes ved *across-track-stereo*-metoden er tatt fra ulike satellittbaner er disse bildene ikke tatt i den samme tidsperioden (fra dager til måneder), noe som kan påvirke negativt på utfallet av DTM-generasjonsprosessen (Selby 2007).

Hvis *along-track-stereo*-scener er tilgjengelige vil disse være å foretrekke til de fleste glasiologiske formål (og andre formål der terrengoverflaten brått kan endres) da snøsmelting og snøfall kan medføre signifikante endringer i terrengforholdene som kan komplisere korrelasjonen mellom bildene (Kääb 2005b).

DTM-generering fra stereo satellittbilder

For å generere en DTM må først bildene med stereooverlapp preprosesserer. Hvis bildene som skal brukes er ASTER level 1A rådata (se avsnitt 2.2.5), vil disse være preget av en stripeeffekt som forekommer da de digitale samlingene av tall fra CCD-instrumentet ikke har blitt prosessert. Bilder av denne typen har den radiometriske kalibrerings-koeffisienten vedheftet i metadatafilen og kan dermed bli preprosessert slik at effekter som skyldes sensoren kan reduseres. Når bildene har blitt preprosessert, må stereomodell-oppbygningen beregnes, noe som gjøres med en interaktiv *least square bundle adjustment*-metode som benytter seg av bakke kontrollpunkter (*Ground Control Point* GCP) til finjustering av parametrene til den geometriske modellen. Fire GCP'er er teoretisk tilstrekkelig til å beregne stereomodellen, men et høyere tall er nødvendig for å ha et overestimat i *least square adjustment* metoden, slik at innvirkninger av kart og plottfeil kan reduseres, og at nøyaktighetstester kan utføres (Toutin 2002). I en nøyaktighetsstudie utført av San (2005) viste det seg at den vertikale feilen minket når antall GCP'er økte.

Etter at stereomodellen er beregnet, kan bildekorrelasjon, som i prinsippet er en radiometrisk oppgave, utføres. De fleste bildekorrelasjonssystemene opererer på referanse og søke vinduer slik at en korrelasjonsverdi blir beregnet fra gråtoneverdier i referansevinduet. Korrelasjonsverdien kan beregnes med ulike metoder, men den metoden som blir betraktet

som den mest nøyaktige og blir mest brukt til synlige infrarøde (*visible infrared*, VIR) satellittbilder er *mean normalized cross-correlation coefficient* (denne løsningen er valgt og tilpasset av PCI Geomatics Group som benytter den i OrthoEngine (PCI 2003b)). Høydepunkt blir ekstraktet i annenhver bildepiksel, som i ASTER bilder betyr hver 30 meter i stereoparene, som tilsvarer ca 4 000 000 punkter (Toutin 2002).

3D stereo opprettingen utføres ved bruk av den tidligere beregnede geometriske modellen til å konvertere pikselkoordinatene i begge bildene fastslått i korrelasjonen av bildestereoparet til 3D data. Kartografiske koordinater (planimetri og høyde) i bruker definert kartprojeksjon blir bestemt for de målte punktene med en *least square intersection*-prosess basert på ligninger og parameter fra den geometriske modellen. Resultatet er et uregelmessig grid i kartprojeksjonssystemet som blir transformert til en raster-DTM (Toutin 2002).

Uavhengig av bildekorrelasjonsmetode vil det alltid være nødvendig å etterprosessere høydedataene, for eksempel fjerne høyder hvor korrelasjonen har feilet, fjerne støy, fylle igjen områder hvor det ikke har blitt funnet en korrelasjon (områder uten data), korrigere for vannoverflater og andre vegetasjonsområder osv. Feil og støy kan oppdages ved ulike funksjoner som identifiserer piksler med en høydeverdi som er drastisk forskjellig fra nabopikslene (Toutin 2002). Fjerning av støy og feil kan gjøres ved ulike typer statistiske filter (middelfilter, standardavvikfilter, høypass- og lavpassfilter, osv.). Noen av disse funksjonene fjerner eller glatter ut støy, men for større områder med feil inneholder også nabopikslene feil som kan medføre at feilen blir forstørret. For å fylle igjen områder uten data er det vanlig å benytte seg av ulike interpolasjonsteknikker som bruker høydeverdier langs kantene av hullet til å interpolere nye høyder hvor data mangler.

ASTER-DTM: nøyaktighet og feilkilder

Den potensielle vertikale nøyaktigheten til en DTM, generert ut fra ASTER-bilder med et B/H forhold på 0,6, kan være i en størrelsesorden rundt 25 meter, da tidligere studier har vist at det er mulig å måle parallakseforskyvningen med pluss minus en pikselstørrelse i den automatiske bildekorrelasjonsprosessen (Toutin og Cheng 2001, Selby 2007).

Toutin (2001, 2001) har i ulike studier vist at ASTER-sensoren utgjør en økonomisk mulighet for kartlegging og DTM-generering i medium målestokker (1:100 000 og 1:50 000). Ved bruk av nøyaktige GCP'er er det mulig å generere stereo DTM'er med nøyaktighet bedre enn 25

meter. Nøyaktigheten til generert DTM er svært avhengig av topografiske forhold. Ved gunstige forhold (flate områder med mindre vegetasjon) oppnådde Toutin (2001) en nøyaktighet på 10 meter med et konfidensintervall på 83 %. I et annet studie av Toutin (2001) utført i terreng med mer relieff (kanadiske Rocky Mountains) ble det oppnådd en DTM med et standardavvik på 33 meter med et konfidensintervall på 87 % som tilsvarer en bildekorrelasjonsnøyaktighet på 1,2 piksler.

Eckert (2005) vurderte nøyaktigheten av automatisk genererte DTMer fra ASTER-data i alpint terreng. Resultatene de kom fram til var at med godt distribuerte og nøyaktige GCPer er det mulig å generere DTMer med *root mean square* (RMS) feil mellom 15 og 20 meter i bratt terreng og rundt 30 meter i alpint terreng. DTMen var veldig nøyaktige i flatere terreng og i sydvendt terreng med glatt helling. Feilene for denne typen områder var vanligvis innenfor ± 10 meter.

Den vertikale nøyaktigheten til en DTM, opprettet fra ASTER-sensoren, vil være avhengig av flere faktorer. Kvaliteten til den geometriske satellittmodellen er avhengig av antallet, nøyaktigheten og distribusjonen (jevn fordeling over scenen og i høyden) av GCPer. For å relatere bildene i forhold til hverandre og dermed forbedre den relative nøyaktigheten til modellen, og til å supplere med punkter der det ikke finnes GCPer, benyttes sammenknytnings punkter (*tiepoints*, TPs) (PCI 2003b, Eckert et al. 2005). Nøyaktigheten til den geometriske satellittmodellen har vist seg å være innenfor en tredjedel av en pikselstørrelse ved bruk av GCPer av god kvalitet (Toutin og Cheng 2001). Støy og feil med ASTER-sensoren vil også ha stor påvirkning på DTM-generasjonen. Selv om radiometrisk kalibrering av detektorene er utført, kan denne typen feil føre til pikselstriping og annen bildestøy, som skaper problemer i bildekorrelasjonen (Toutin 2001). Radiometriske korreksjoner av detektorene er allikevel viktig da denne korreksjonen forbedrer kvaliteten til DTMen med 10 % (Toutin 2002).

Terreng- og atmosfæreforhold har stor innvirkning på satellittbildene (se avsnitt 2.2.1) og vil derfor ha stor innvirkning på suksessen av DTM-genereringen. Områder i terrenget som er dekket av skog, skygge, skyer, snø, sand, vann osv. vil i satellittbildene opptre som spektralt homogene områder og dermed vanskeliggjøre bildekorrelasjonen (Toutin 2002, Eckert et al. 2005). Alpint terreng med mye relieff vanskeliggjør DTM-genereringen og fører til at nøyaktigheten i bratte områder er vesentlig dårligere enn i flatere områder. Det er en nesten

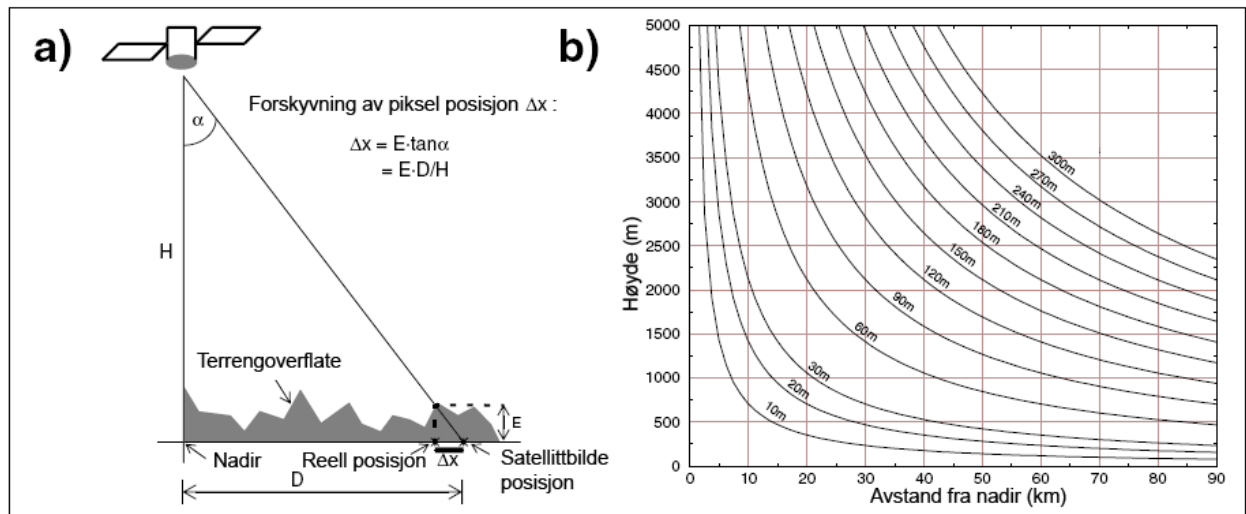
lineær korrelasjon mellom helning og nøyaktighet; brattere helning gir dårligere vertikalnøyaktighet (Toutin 2002 , Ok og Turker 2005). Denne type feil er relatert til BRDF og lokal topografi. Disse effektene kan det korrigeres for i ASTER-stereobildene, men for å utføre denne typen korreksjoner er en avhengig av en allerede eksisterende DTM for området (Toutin 2002).

Stereogeometrien i seg selv utgjør også en begrensende faktor for nøyaktigheten. Dette oppstår på grunn av de to bildenes forskjellige perspektiv, som faktisk muliggjør ekstraksjonen av parallaksen, som også er en stor ulempe. Baksidegradienten til høydedrag/terrengrygger kan i noen perspektiver forsvinne helt fra bildet tatt av den bakoverseende ASTER-sensoren med en $27,6^\circ$ vinkel. Dette medfører en mangel av piksler i et av stereobildene (Toutin 2001, Eckert et al. 2005). Bratte terrengskråninger som er nordvendte og dermed vender vekk fra den skråstilte sensoren, blir i stor grad forvrengt eller til og med skjult i den bakoverseende ASTER-sensoren (se Figur 4.10) (Kääb et al. 2005a)

2.2.7 Ortorektifisering

For bruk av satellittbilder sammen med andre geografiske data og i ulike applikasjoner må bildene være i samme kartprojeksjon. Under geokodning eller georeferering blir rad/kolonnekoordinater transformert om til en jordbasert kartprojeksjon. I høyfjellsområder med mye relieff må også terrenghøyder tas med i betraktningen, for korrigerende av panoramisk fordreining (se Figur 2.9a). Dette er en effekt som kan føre til betydelige posisjonsforskyvninger. For Landsat TM bilder vil et piksel som representerer et punkt på terrengoverflaten med en høyde på 1500 meter, lokalisert 70 km fra nadir, bli forskjøvet ca 120 meter fra sin virkelige posisjon (se Figur 2.9b). Den indre geometrien til satellittbilder blir delvis korrigert av leverandør under preprosessering. Ortorektifisering blir brukt som et synonym for kombinasjonen av geokoding og korreksjon for panoramatisk fordreining (Paul 2003).

Kvaliteten av ortorektifiseringen er direkte relatert til kvaliteten av høydemodellen og den matematiske modellen som brukes for beregning av sensorens posisjon og orientering ved bildetakning (PCI 2003b).



Figur 2.9. a) transformasjon av pikselrad og kolonnennummer til en geodetisk kartprojeksjon uten å ta hensyn til terrenghøyde, resulterer i en forskyvning av piksellokasjonen. b) forskyvning av piksellokasjon som er funksjon av terrenghøyde og avstand fra nadir for Landsat TM. Figuren er hentet fra (Paul 2003), men er noe modifisert.

Under ortorektifiseringen flyttes lokaliteten til pikslene slik at nye pikselverdier må beregnes. Dette gjøres ved resamplingsmetoder, som henter ut og interpolerer gråtoneverdiene fra de originale piksellokalitetene til de nye lokalitetene (PCI 2003b). De mest vanlige resamplingsmetodene er *Nearest Neighbour Interpolation*, *Bilinear Interpolation* og *Cubic Convolution*. *Nearest Neighbour Interpolation*-metoden identifiserer gråtonen til pikselen nærmest den nye lokaliteten, og tildeler så denne verdien til den nye lokaliteten. *Bilinear Interpolation*-metoden bestemmer gråtoneverdien til den nye piksellokaliteten ved å vekte gjennomsnittet av de 4 nærmeste nabopikslene til den gamle piksel lokaliteten. Istedenfor å bruke 4 av de nærmeste nabopikslene, bruker *Cubic Convolution*-metoden de 16 nærmeste pikslene (PCI 2003b).

Paul (2003) fant ut at de ulike resamplings metodene fører til en liten forskjell på brekartleggingen. *Bilinear Interpolation* og *Cubic Convolution* gir nokså like brekart, mens forskjellene er noe større på brekartet fra den *Nearest Neighbour Interpolation*-metoden.

2.2.8 Kartlegging av breer med optiske satellittsensorer

Siden 1985 har det blitt utviklet varierte metoder for brekartlegging med optiske satellittsensorer (Paul 2001). Hvorvidt en bre kan bli studert med suksess ved fjernanalysedata kommer an på spektral entydighet, spektral oppløsning, romlig og temporal oppløsning på fjernanalysedataene, i tillegg til spesielle særpreg relatert til breen (Gao og Liu 2001). Fjernanalyseteknikker tilbyr effektive metoder for brekartlegging over store geografiske områder (Paul 2003). De vanligste teknikkene for brekartlegging kan deles i tre kategorier: manuell digitalisering av breomkrets, segmentering av forholdsbilder og forskjellige styrte og ikke-styrte bildeklassifiseringer (Paul 2001).

Segmentering av forholdsbilder har vist seg å være en enkel, robust og rask metode for brekartlegging over store områder (Hall et al. 1989, Jacobs et al. 1997, Albert 2002, Paul 2002). Denne metoden benyttes også i flere store prosjekter som *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS), *Swiss Glacier Inventory 2000* (SGI2000) og det norske breatlaset.

Segmentering av forholdsbilder for brekartlegging

Forholdsbilder opprettes ved bruk av følgende algebraisk algoritme (Kääb 2005b):

$$R_{ij} = \frac{DN_i}{DN_j}, \text{ eller} \quad (2.4)$$

$$R_{ij} = \frac{(DN_i - DN_{\min(i)})}{(DN_{j-} - DN_{\min(j)})} \quad (2.5)$$

hvor DN_i og DN_j er digitale verdier til de to kanalene i og j som viser høy diskriminering for kategorien som skal klassifiseres i forhold til andre kategorier i bildet, og DN_{\min} er minimum (mørkeste) DN-verdien til den individuelle kanalen (Kääb 2005b).

Forholdsbilder viser gradientvariasjonene mellom de spektrale refleksjonskurvene til to kanaler, upåvirket av den absolutte refleksjonen som kan ses i kanalene. Derfor vil forholds-bildene ha høy kontrast dersom de to involverte kanalene viser lav korrelasjon (Winther 1993b). Basert på den tydelig lave refleksjonen til snø og is i den kortbølgede delen av spektrumet og den høye refleksjonen til den synlige delen (se avsnitt 2.2.3), kartlegger forholdsbildene mellom disse spektrumene breer konsekvent med bra nøyaktighet (Raup et al.

2007). De vanligste forholdsilde kombinasjonene brukt til brekartlegging fra Landsat TM og ASTER er: kanal TM4 / TM5, ASTER3 / ASTER4 og TM3 / TM4, ASTER2 / ASTER4. Den første kombinasjonene har vist seg å gi best resultat ved kartlegging av breer som vender mot solen, mens den siste kombinasjonen har vist seg å gi best resultat i skyggeområder (Rott og Markl 1989 ifølge Paul 2003).

Subtraksjon av minimum DN-verdien for hver kanal som brukes til å opprette forholds bilder, reduserer lysforskjellen fra atmosfærisk spredning. Ved å bruke ligning 2.5 kan kategoriene i bildet få en mer distinkt forholdsverdi og kan lettere bli anerkjent i forholds bildet (Crippen 1988). Hvis den laveste DN-verdien ikke trekkes fra vil lysforskjellene (terrengskygger) bli kraftig forsterket, spesielt hvis kanaler fra det synlige spekteret brukes (Paul 2003).

Bruk av forholds bilder er en standard bildeprosesseringsrutine som demper romlige lysforholdvariasjoner (terrengrefleksjon, albedo og effekter av sensorens betraktningsvinkel) som er proporsjonelt konstante mellom kanalene (Crippen 1988) (Se Korreksjon for anisotropiske refleksjon, Avsnitt 2.2.4).

Etter at forholds bildet er opprettet, må det terskles slik at breer blir tildelt en verdi mens alt annet får en annen verdi. Denne tersklingen er subjektiv, og formålet er å fjerne piksler som omgir annet terreng. I denne prosessen forsvinner noen miksede piksler, men feilene som oppstår på grunn av dette er små, da tallet av brepiksler som blir tildelt terrenget blir omtrent det samme antallet terrengpiksler som blir tildelt breklassen. Det finnes flere etterbehandlingsalgoritmer som kan forbedre bremaskene som er utledet fra forholds bildene. Anvendning av et 3×3 medianfilter på bremasken, kan forbedre klasseinndelingen og eliminere isolerte piksler (Paul 2003). For å eliminere misklassifiserte piksler (f.eks. i skyggeområder) kan segmentering i fargerommet med betingelsen at DN-verdien i *Hue* (farge)-komponenten (se Avsnitt transformering til IHS-fargerom) til de spektrale kanalene TM 5,4,3 eller ASTER 4,3,2 må være høyere enn en gitt terskelverdi (Salzmann et al. 2004). For fjerning av misklassifiserte piksler i vann, kan en vannmaske benyttes (Paul 2003).

Transformerer til IHS-fargerom

For visuell tolkning, bildeforbedring og klassifikasjon kan RGB-bilder transformeres inn i et nytt tre aksers farge rom (Kääb 2005b). Tre kanaler som representerer en RGB-fargesammensetning kan transformeres til intensitet, farge og metning (*Intensity Hue*

Saturation, (IHS)), som separerer den romlig (intensiteten) og spektral (farge og metning) informasjon fra hverandre. Intensitetkomponenten som representerer den gjennomsnittlige intensiteten/-lysstyrken til de tre kanalene korresponderer med terrengoverflate grovhet. Farge og metning er relatert til overflate refleksivitet eller komposisjon (Pohl og Van Genderen 1998). Utskiftning av intensitetkomponenten med en bildekanal med høyere romlig oppløsning, før tilbake transformasjon til RGB, blir mye brukt til bildefusjon (Paul 2003). IHS-transformasjon kan også brukes til farge forsterkning for tre kanaler med høy korrelasjon, ved å benytte kontraststrekking på farge komponenten før tilbake transformasjon til RGB (Gillespie et al. 1986).

Fargekomponenten til en IHS-transformasjon av tre kanaler, er nyttig til å skille mellom ulike vegetasjonstyper i et satellittbilde. Salzmann (2004) og Paul (2003) benyttet fargekomponenten til en IHS-transformasjon av Landsat TM-kanalene 543, for kartlegging av vegeterte områder, morenedekke på breer og for reduksjon av feilklassifikasjonen ved forholdsbildegsegmentering.

Manuell digitalisering

Manuell digitalisering av pankromatiske eller multispektrale bildeobjekter kan være nyttig for meget komplekse klassifikasjoner hvor ekspertkunnskap trengs. Analytikeren har muligheten til å inkludere erfaring, kunnskap og komplekse logiske regler i beslutningsprosessen. Manuell digitalisering trengs ofte til utfylling og korrigerende av automatisk klassifisering, og har blitt brukt til brekartlegging i flere studier (Kääb 2005b). Denne metoden er for arbeidskrevende for kartlegging av et stort antall breer (Paul 2001). Kvaliteten til metoden er hovedsakelig avhengig av operatørens kunnskap, bildekvalitet, bildeforhold og breforhold.

2.3 GIS og terrengmodellering

2.3.1 Terrengparametre utledet fra DTM

I tillegg til høyden i seg selv, kan DTMer brukes som en basis for å utlede sekundærprodukter som helning, aspekt, flytretning osv. Disse sekundære produktene er svært viktige ved vurdering av skredutsatte områder, og for en rekke andre applikasjoner. Nøyaktigheten av terrengparameterberegninger avhenger av kvaliteten til DTMen de er utledet fra og presisjonen på bergningsteknikken (Florinsky 1998).

Helning (*Slope*)

Helning identifiserer den bratteste skråningen for en lokalitet på en overflate, og måles som maksimum differanseverdi mellom hver piksel og de omkringliggende nabopikslene. Den bratteste nedstigningsgradienten beregnes som maksimum endring i høyde over avstanden mellom pikslene (ESRI 2007). Det finnes mange algoritmer for beregning av helning, den største forskjellen mellom disse er antall nabopikslers som blir benyttet og vektingen disse blir gitt (Jones 1998). ArcGIS programvaren benytter seg av en algoritme som tar hensyn til de åtte nabopikslene (ESRI 2007), som ifølge Jones (1998) er en av de mest detaljerte metodene for beregning av helning.

Flytretning (*Flow Direction*)

Modellering av skredmaterialenes flyt over terrenget, er en oppgave som ligner generelle problemer i hydrologisk modellering (Salzmann et al. 2004). Flyten av materialet over en rasteroverflate blir bestemt ved betraktning av den bratteste nedstigningen. Det finnes flere algoritmer for denne type beregninger (Burrough og McDonnell 1998).

En av de mest brukte metodene for beregning av flytretning er D8 (*deterministic eight-node*)-metoden (Jenson og Domingue 1988), som er implementert i GIS-programmet ArcGIS (ESRI 2007). Metoden beregner flytretningen fra et piksel, som den retning vann ville strømmet ut fra pikselen. Retningen korresponderer med orienteringen til den av de åtte nabopikslene som har brattest nedstiging. Før D8-metoden anvendes på en DTM, er det viktig at søkk i modellen fylles/fjernes, da D8 stopper opp hvis de åtte nabopikslene er høyere enn senterpikselen (Jenson og Domingue 1988). Metoden kan modellere flyt-konvergens i daler, men ikke flyt-

divergens på terrengrygger. Grunnen til dette er at flere piksler kan akkumuleres i en piksel, men strømmen ut fra dette igjen bare kan gå til en ny piksel (Wilson og Gallant 2000).

2.3.2 Detektering av bratte breer

Ved bruk av standard GIS-applikasjoner kan et helningskart genereres ut fra en DTM. For å kartlegge bratte breer på en regionalskala, må først alle breer kartlegges slik at disse kan kombineres med helningskartet, der breer med lokalitet innen et visst helningsintervall kan identifiseres. Disse breene kan deretter brukes i skredmodellering som potensielle startsoner for skred (Huggel et al. 2004, Salzmann et al. 2004).

Den kritiske helningen til breene vil variere med basale istemperatur (se bruddprosess, avsnitt 2.1.2), som er vanskelig å bestemme ut fra fjernanalysedata. For et ”i-verste-fall”-scenario er det derfor naturlig å detektere potensielt kritiske breer ut fra den laveste kritiske helning, uavhengig av skredbre type, bruddprosess og breenes basale istemperatur.

2.3.3 Vurdering av potensielt skredutsatte områder

Når de potensielt kritiske breene har blitt detektert, hjelper massebevegelsemodeller til med estimeringen av potensielle berørte områder. Vurderingen av hvilke områder som kan være utsatt kan gjøres med flere tilnærminger, og på ulike detaljnivåer. Satellittbårne, flybårne og terrestriske metoder for potensielle farevurderinger kan integreres innen en nedskaleringsstrategi som går fra en første ordens vurdering med et regionalt dekningsområde mot detaljerte lokale undersøkelser. Kjennskapen til potensielle farer på et regionalt nivå er nødvendig i alpine områder, selv ved behandling av lokale kjente farer, slik at det kan redegjøres for farekombinasjoner, kjedereaksjoner og sekundære farer (Kääb 2005b).

Modeller benyttet til vurdering av potensielle glasiale farer bygger på empiriske regler og sammenhenger, hvor viktige parametere som maksimal starthelning og isskredvolum, eller maksimale utløpslengder for isskred er statistisk estimert fra tidligere hendelser (Kääb 2005b). I praksis gjøres dette på et grunnlag av ufullstendig forståelse av prosessene ved å anvende ukompliserte regler (Haeberli et al. 1989). Noen av disse parametrene kan utledes gjennom fjernanalyse data før og/eller etter hendelsen (Kääb 2005b).

For vurdering av potensielt berørte områder ved eventuelle isskred, fins det mange ulike tilnærminger. For en første vurdering av utløpslengder til isskred, kan historisk dokumenterte maksimale utløpslengder brukes tilnærmingsvis til definisjon av det potensielt berørte området (Haeberli et al. 1989). Maksimal dokumentert utløpslengde fra skred i de europeiske Alpene er 6 km (Alean 1985). Denne tilnærmingen overestimerer generelt sett de berørte områdene, da strømmen av masse nedover helningen ikke blir betraktet, men kan gi et svært nyttig første overblikk over situasjonen. Mer detaljert modellering av potensielle isskredlengder må ta topografiske restriksjoner med i betraktningen.

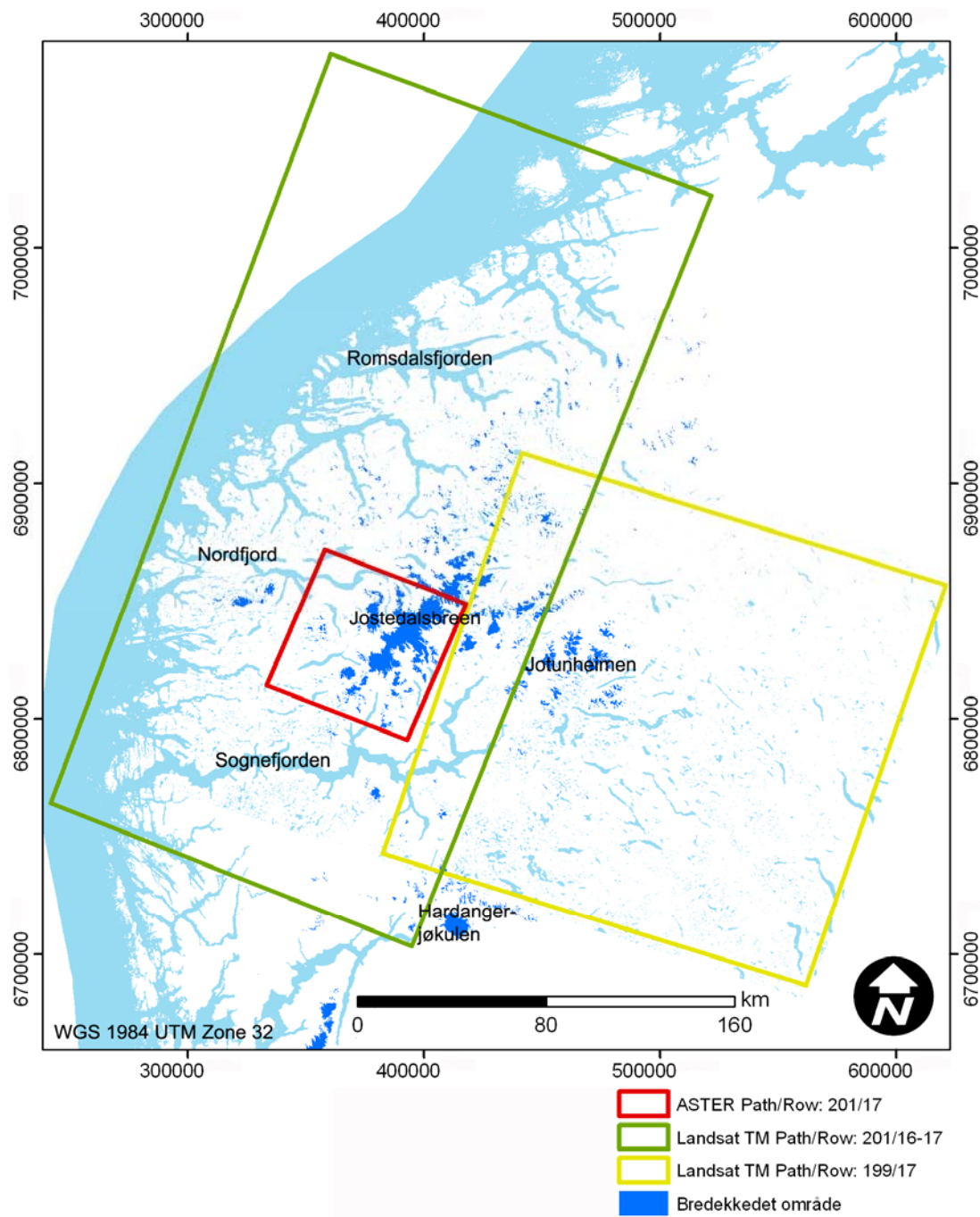
I tidligere studier ved vurdering av farepotensialet fra isskred utført av Salzmann (2004) og Huggel (2004), ble gjennomsnittlig helning, som beskriver vinkelen til den horisontale linjen fra toppen av skredets start sone og til avsetningens fjerneste punkt, brukt sammen med potensielle skredbaner til estimering av maksimale utløpslengder. De brukte en enkel 1-parameter modell for bestemmelse av utløpslengden, som bygger på Alean (1985) sin observasjon om at gjennomsnittlig helning til isskredbaner ikke faller under 17° (31 %). Skredbanene ble modellert på grunnlag av en DTM for hver piksel som inneholdt brattbre. Siden denne oppgaven lignet et generelt problem i hydrologisk modellering, der flere metoder er tilgjengelige, ble den veletablert D8-metoden brukt (se Flytretning, avsnitt 2.3.1), som også er implementert i GIS-programmet ArcGIS. Før skredbanene ble modellert, ble topografiske nedsøkk/utløp eliminert slik at disse ikke førte til inkonsekvens i beregning av strømningsretning. For hvert potensielt berørte piksel i skredbanen, ble forholdet mellom vertikalt fall og den horisontale distansen langs det kurvende strømningsløpet og fram til breen beregnet. Den modellerte skredbanen ble stoppet når en gjennomsnittlig helning på 17° (31 %) ble nådd.

Huggel (2003) integrerte i et studie på utbrudd fra bresjøer, en funksjon til D8-metoden som muliggjorde strømvledning fra den bratteste nedstigningen og 45° til hver side når terrenghelningen ble slakere. Dette ble gjort i ArcGIS-funksjonen *pathdistance*, som er designet for kalkulering av kostnad/friksjon over en overflate, mens det tas hensyn til overflatedistanse og horisontale og vertikale kost/friksjons-faktorer (ESRI 2007). En lineær funksjon definerer at jo mer strømvledning til hver side av den bratteste nedstigningen, jo større er motstanden. Spredningen av skredbanen kan da representeres i modellen med en sannsynlighetsfunksjon (Huggel et al. 2003).

Resultatene fra skredmodellering er i høy grad sensitive til DTM-egenskaper som oppløsning, detaljnivå eller vertikale og horisontale feil. En god forståelse og evaluering av DTMer oppnådd ved fjernanalyse benyttet til simulering er derfor viktig. Relaterte sensitivitetstudier kan føre til flere modellresultater, når ulike DTMer er benyttet. Det er også viktig å være klar over at ulike metoder for beregning av skredbaner og utløpslengder kan gi ulike resultater med hensyn til skredutsatte områder (Huggel et al. 2003, Huggel et al. 2004, Salzmann et al. 2004).

3 Studieområdet og datagrunnlag

Studieområdet er definert som det området de tre benyttede Landsat TM-scenene dekker (se Figur 3.1). Dette området dekker Jostedalsbreen og breene lokalisert i Jotunheimen, samt de fleste av de resterende breene i Sør-Norge.



Figur 3.1. Figuren viser studieområdet som er definert som arealet dekket av Landsat TM-scenene.

3.1 Områdebeskrivelse

3.1.1 Glasiologi

Jotunheimområdet er det høyeste fjellpartiet i Norge og består av mange små breer, som i hovedsak ligger i et relativt kontinentalt klimaområde. De fleste breene i dette området er dalbreer og botnbreer, det finnes også noen få bratte hengebreer og et par mindre platåbreer i områdets nordvestre del. Rundt Jostedalsbreen - som er den største sammenhengende ismassen i Europa - og vestover, er mesteparten av breene platåbreer, som drenerer is ut i trange daler i flere retninger. Langs kysten i dette området ligger Norges vestligste breer, som befinner seg i et maritimt klimaområde der masseomsetningen når de høyeste verdiene som er observert på norske breer. Nord for Jostedalsbreen er breene små, og den dominerende typen er botnbreer med en nord- og nordøstvendt retning (Østrem et al. 1988).

For studieområdet er det en klar gradient i gjennomsnittelig sommer- og vinterbalanse fra kysten i vest og østover/innover i landet. De maritime breene lokalisert nær kysten i vest har mye høyere masseomsetning enn de som er lokalisert lengre øst i tørrere kontinentale forhold. Vinterbalansen er den viktigste massebalansefaktoren for de maritime breene, mens de kontinentale breene er dominert av variasjoner i sommerbalansen (Andreassen et al. 2005).

3.1.2 Topografi

Den vestre delen av studieområdet domineres av dype fjorder som skjærer seg langt inn i fjellandskapet, med bratte og relativt korte sidedaler. Lengre øst og inn i landet, er dalene slakere og betydelig mindre nedskåret i landskapet, og landmassene ligger her generelt sett høyere enn i det sterkt oppskårne landskapet i vest. De bredekte fjellenes maksimalhøyder stiger fra ca 1 300 moh lengst vest til over 2 400 moh i øst. Mellom de dype dalene i vest er det mange mindre høyfjellsplatåer som har vært tolket som rester av et platå som tidligere har vært mer sammenhengende med Østlandets fjellvidder. På noen av fjellene i vest ligger det store platåbreer, med utløpere som har erodert seg dypt ned i landskapet. I områdene som er dominert av botnbreer og dalbreer (Jotunheimen og nord for Jostedalsbreen), ser man den eroderende effekten til disse breene, som graver seg inn i landskapet, noe som fører til at de ofte er omgitt av bratte fjellsider (Østrem et al. 1988).

3.1.3 Klima

Nedbøren i studieområdet varierer gjennom året, med en periode med mye nedbør sent på høsten, og en mindre fuktig periode på våren eller forsommeren. I de østligste områdene pleier juli og august å være de fuktigste månedene, på grunn av konveksjonsregn. Den tørreste måneden er vanligvis mai. Det er mest nedbør langs kysten, og minst nedbør nordøst i studieområdet (Østrem et al. 1988).

Den vestlige delen av studieområdet har et maritimt klima med relativt liten forskjell mellom varmeste og kaldeste måned. Sørvest er det en årlig amplitude på ca 13,7 grader, mens lengre inn i landet øker denne amplituden langsomt, og nordvest for Jostedalsbreen er det ca 16 graders forskjell. Østre del av Jotunheimen er det området som sannsynligvis har det mest kontinentale klimaet, med amplituder opp mot 24,1 grader (metrologisk stasjon Vågåmo). Temperaturforskjellene mellom vinter og sommer spiller ingen stor rolle for breene. Hvor kaldt det er om vinteren spiller liten rolle, det er sommertemperaturen som er avgjørende for avsmeltingen. I områder med kontinentalt klima blir sommertemperaturen relativt høy, slik at ablasjonen økes og breenes likevektlinje bringes oppover. Den viktigste grunnen til at breene og likevektslinjen ligger høyere i de indre delene av landet, er den lave nedbørsmengden her i forhold til ut mot kysten (Østrem et al. 1988).

De fremherskende vindretningene langs kysten er sørvestlig, vestlig og nordvestlig, og det er med disse vindene den vesentligste av nedbøren kommer, noe som om vinteren preger akkumulasjonsmønsteret. Om sommeren, når nedbøren faller som regn, er luftens store innhold av fuktighet av stor betydning for ablasjonen, idet relativt store energimengder frigjøres ved vanddampens kondensasjon mot breflaten. Inne i landet er ikke vindretningene fullt så utpreget, og det kan her komme nedbør også ved østlige og sørøstlige vinder. Akkumulasjonsmønstrene for breene inn i landet kan derfor variere mer fra år til år i forhold til breene langs kysten. Luftfuktigheten om sommeren inne i landet er lavere enn ute ved kysten, og energitilførsel fra kondensasjon har derfor lite påvirkning på ablasjonen (Østrem et al. 1988).

3.1.4 Infrastruktur og menneskerelatert aktivitet i glasiøle omgivelser

Sammenlignet med alpine er det ikke mye infrastruktur og menneskerelaterte aktiviteter i glasiøle omgivelser i studieområdet. Mesteparten av infrastrukturen i Jotunheimen og

Jostedalsbreamrådet er landbruksrelaterte bygninger, hus, hytter og veier som vanligvis er lokalisert i dalbunner. I noen av disse tilfellene finnes det breer lokalisert i dalsidene eller på høyfjellsplatåene over. Områdene er hyppig besøkt av turister, og flere turstier ligger i nærheten av breer. Hele landskapet er preget av mange innsjøer av alle størrelser, noen av disse ligger nær breer eller er i direkte kontakt med brefronter.

3.2 Data

3.2.1 Satellittscener

I denne oppgaven er det brukt fjernanalysedata fra to ulike satellittsensorer (ASTER og Landsat TM):

- ASTER level-1A scene fra 03.08.2002, med *path* 201 og *row* 17.
Scene id: AST_L1A.003:2008206841. Se rød firkant i Figur 3.1 for scenens dekningsområde.
- Landsat TM fra 09.08.2003, med *path* 199 og *row* 17.
Scene id: LT51990172003221MTI01. Se gul firkant i Figur 3.1 for scenens dekningsområde.
- Landsat TM fra 16.09.2006. To sammenhengene scener med *path* 201 og *row* 16 og 17. Scene med *row* 16 har id: LT52010162006259MOR00 og *row* 17 har id: LT52010172006259MOR00. Se grønn firkant i Figur 3.1 for scenenes dekningsområde.

3.2.2 N50 digitale topografiske kart

Kartdataene som er benyttet kommer fra Statens Kartverk N50 kartserie for Norge med målestokk 1:50 000. Dataene er benyttet som bakgrunn for ortorektifisering av satellittscenene, som barrierer for skredanalyse og til validering av brekartlegging.

3.2.3 Statens Kartverks DTM

Statens Kartverks landsdekkende digitale høydemodell (SK DTM) er basert på N50 kartdata 2.0 (vann og høyde) og VBASE (Veidatabase). Høydemodellen er opprettet ved å generere en GRID-modell ut fra en TIN-modell som er interpolert ut fra høydekurver, høydepunkter, kystkontur/øyer, vannkontur og VBASE. DTMen kommer med tre ulike gridstørrelser: 25×25

meter, 50×50 meter og 100×100 meter, som alle er basert på den samme TIN-modellen. Høydemodellen har et standardavvik i høyde på $\pm 5-6$ meter, unntatt enkelte områder i Troms og Finnmark som har litt dårligere nøyaktighet. Koordinatsystemet til DTMen er UTM EUREF89 (WGS84) med sone 32 i Sør-Norge, sone 33 i Nordland og Troms og sone 35 i Finnmark (Ugland It Group AS). I dette studiet er SK DTM med 25×25 meter oppløsning benyttet.

3.3 Programvare

3.3.1 PCI Geomatica versjon 9.1

Modulen OrthoEngine i programvaren PCI Geomatica ble benyttet til generering av DTM fra ASTER-scenen og til ortorektifisering. Programvaren ble også benyttet til IHS-fargerom-transformasjon, og til generelle bildebehandlingsoppgaver.

3.3.2 ArcGIS versjon 9.2

ArcGIS programvaren er benyttet til utføring av de fleste fjern- og GIS-analysene i oppgaven. Programvaren leser direkte filtypen (.pix) som PCI Geomatica bruker, noe som forenkler arbeidsprosessen betraktelig. ArcGIS støtter programmeringsspråket *python*, som blir brukt til oppretting av modeller for vurdering av potensielt berørte skredområder.

Figur 4.1 beskriver den metodiske arbeidsgangen til oppgaven. Det første steget i oppgaven er å finne og velge ut egnede ASTER og Landsat TM-scener som dekker studieområdet. Det blir så generert en DTM ut fra ASTER-kanalene 3N og 3B, som benyttes som høydegrunnlag for ortorektifisering av VNIR- og SWIR-kanalene. Landsat TM-scenene ortorektifiseres med SK DTM som høydegrunnlag. Ut fra de ortorektifiserte kanalene blir breer kartlagt og det opprettes en bremaske. Ved å kombinere bremasken med en helningsmodell opprettet fra DTMene, blir breer brattere enn 25° identifisert. For kartlegging av bratte breer i ASTER-scenen blir helningsmodell opprettet fra ASTER-DTMen benyttet, mens for bratte breer i Landsat TM-scenene blir helningsmodell opprettet fra SK DTMen benyttet. De bratte breene blir så brukt som utgangspunkt for modellering av skredbaner og til vurdering av skredberørte områder. For ASTER-dataene blir vurderingen kun gjort på et mindre testområde for kvalitetskontroll, mens Landsat TM-scenene samme med SK DTM blir brukt til å gjøre en vurdering av skredberørte områder for hele studieområdet. Data utledet fra ASTER-sensoren blir validert mot data utledet med SK DTM og Landsat TM.

4.2 Valg av satellittscener

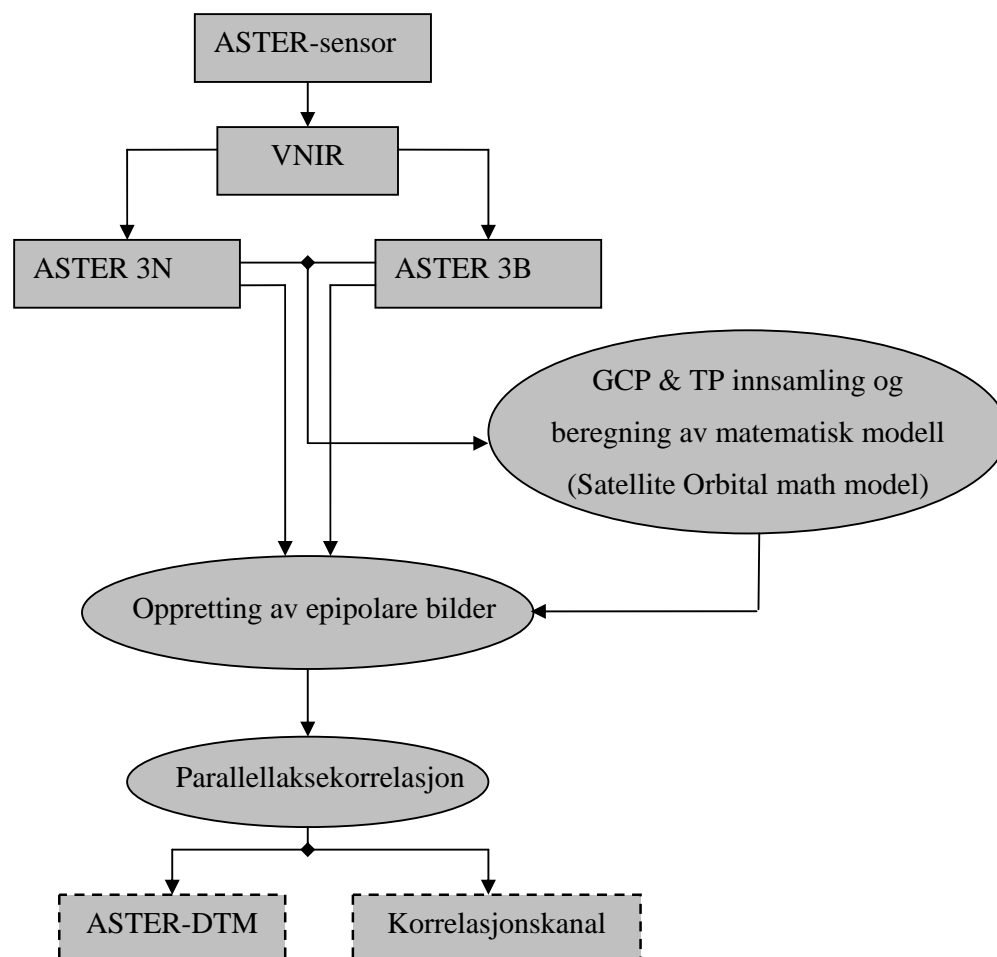
Utvelgingen av satellittscener er en kritisk prosess da scener som ikke oppfyller visse krav gjør nøyaktig DTM-generering og brekartlegging umulig. Det er svært viktig at scenen ikke inneholder mye skyer eller dis, og da særlig over interesseområder. Tilstedeværelsen av skyer kan også ha en innvirkning på de geometriske korreksjonene av scenen, da potensielle innsamlingssteder for kontrollpunkter i terrenget innskrenkes. Hvis scenen er tatt utenfor ablasjonsperioden, vil hele breen, og muligens terrenget rundt, være dekket av snø, som gjør det umulig å skille bre fra omkringliggende terreng. År med mye snø kan føre til dannelse av snøfenner, som kan bli kartlagt som bre, og bør derfor unngås. Scener med lav solhøyde bør også unngås da dette fører til lange dype skygger som kompliserer brekartleggingen betraktelig. I alpine områder er det sjeldent at satellittscener møter alle disse kriteriene.

Alle satellittscenene unntatt Landsat TM-scenen over Jotunheimen er bestilt fra USGS (<http://edcsns17.cr.usgs.gov/EarthExplorer/> og <http://glovis.usgs.gov/>) som muliggjør søk etter scener fra ulike sensorer med forskjellige metadatakriterier over bestemte områder av jorden. For bedømming av sceneforholdene er bilder med lav kvalitet tilgjengelige. Ut fra disse bildene kan det være ekstremt vanskelig å avgjøre snø- og skyggeforhold. Det er derfor viktig å vurdere bildene nøye for å se om brefrontene og terreng uten breer er dekket av snø.

Skyggeforholdene kan vurderes ved visuell betraktning og ved å se på metadataenes oppgitte solvinkel og dato.

Det er viktig å være klar over at forholdene mellom hver eneste satellittscene vil være helt forskjellige, slik at de samme analysene må tilpasses hver enkelt scene. Satellittscener med ugunstige forhold medfører at det under analyser ofte må foretas vanskelige vurderinger, som for eksempel å skille mellom breer og snøfenner, noe som kan føre til resultater med dårlig nøyaktighet.

4.3 ASTER DTM-generering



Figur 4.2. Fremgangsmåten for generering av ASTER-DTM

DTM-genereringen ble utført ved bruk av ASTER-level 1B bilder (se Avsnitt 2.2.5 Datanivå fra ASTER) med stereooverlapp og softwaren PCI Geomatica OrthoEngine versjon 9.1. Til DTM-genereringen brukes bare de to nærinfrarøde kanalene 3N og 3B (nadirseende og bakoverseende).

Programmet bruker en nøyaktig matematisk modell (Satellite Orbital math model) til å beregne posisjonen og orienteringen til satellittsensoren ved bildetakning. Dette gjøres ved en kombinasjon av flere variabler til sensorens betrakningsgeometri som reflekterer effekter grunnet plattformposisjon, hastighet, sensororientering, integrasjonstid og synsvidde. Beregningen av den matematiske modellen utføres ved å kalkulere den beste tilpasningen for satellittscenen ved bruk av GCPer og TPer kombinert med sensorgeometrikunnskap (PCI 2003b).

Når sensororienteringen er beregnet, blir denne brukt til kjøre/styre prosesser som generering av DTM og ortorektifisering. Det er derfor viktig å oppnå en nøyaktig beregning av den matematiske modellen før andre prosesser blir utført. Den matematiske modellen kan forbedres ved å legge til flere nøyaktige GCPer og TPer. GCPene i prosjektet vektlegges ulikt etter pålitelighet. Redundans av GCPer og TPer fører til at de mest pålitelige punktene kan identifiseres slik at disse vil ha større innvirkning på beregningen av den matematiske modellen, mens punkter av dårlig kvalitet kan identifiseres og fjernes ellers forbedres (PCI 2003b).

Når den matematiske modellen er beregnet både for 3B- og 3N-bilde, blir et par kvasi-epipolare-bilder generert fra bildene slik at høydeparallaksen i bare én retning beholdes. En automatisk bildekorrelasjonsprosedyre blir så brukt til å generere DTMen gjennom en sammenligning av de respektive gråtoneverdiene i disse bildene. Denne prosessen benytter en hierarkisk *sub-pixel normalized cross-correlation matching*-metode til å finne korresponderende piksel i det venstre og høyre kvasi-epipolare bilde (Toutin og Cheng 2001). Den hierarkiske metoden benytter seg av en pyramide bestående av bilder med redusert oppløsning. Første forsøk på å finne bildekorrelasjon blir utført på grove versjoner av bildene slik at fremtredende egenskaper blir korrelert nøyaktig. Dette forsøket danner basis for videre bildekorrelasjon av finere egenskaper på bildeversjoner med høyere og høyere oppløsning helt til bildekorrelasjonen skjer på bildene med full oppløsning. Denne korrelasjonsteknikken gir

en hurtig bildekorrelasjonsprosess, samtidig som antall feilkorrelasjoner reduseres (PCI 2003b).

Forskjellene i plasseringen mellom bildepikslene gir dispariteten, eller parallaksen, som oppstår på grunn av terrengrelieff og som blir konvertert til absolutte høyde verdier over gjennomsnittelig lokalt havnivå (Toutin og Cheng 2001).

4.3.1 DTM-utbedring

En viktig del av DTM-genereringen er etterprosessering, som kan innebære utbedringer av modellen og evaluering for å bestemme om tilstrekkelig kvalitet er oppnådd. Hvis bildekorrelasjonsprosessen har feilet (f.eks. på grunn av skygger, skyer, homogene flater, osv), kan det oppstå datahull og grove vertikalfeil i DTMen. Huller av denne typen kan tettes ved bruk av ulike interpolasjonsteknikker, og vertikalfeil kan elimineres ved bruk av filterteknikker.

Ulike typer filter kan konstrueres for å eliminere typiske feil som skarpe pigger og søkk. Feil av denne typen kan oppdages som bemerkelsesverdig store høydeforskjeller over korte distanser i DTMen (Eckert et al. 2005).

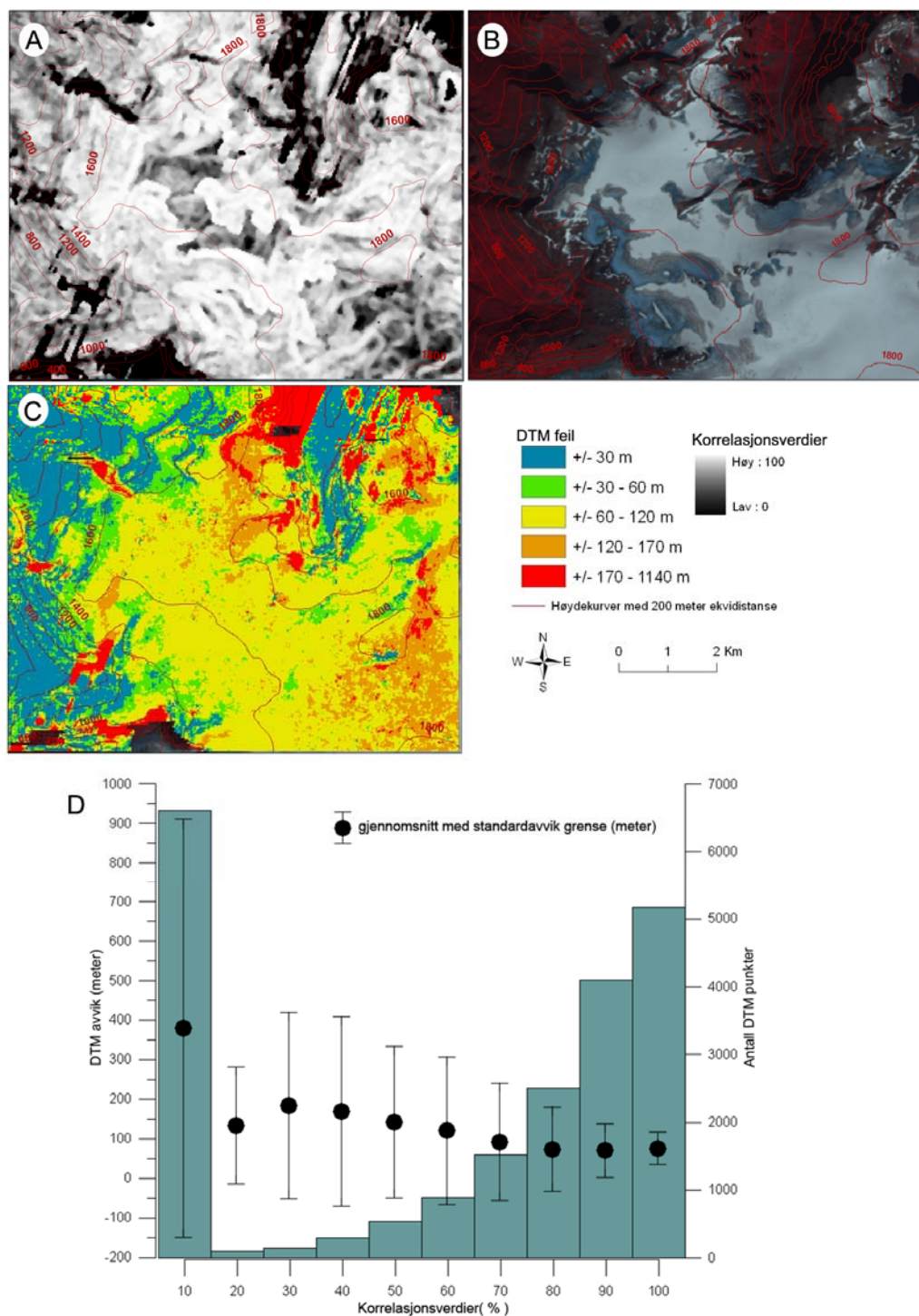
Korreksjoner av denne typen er vesentlig hvis målet er å lage en fullstendig modell uten grove feil over et område. Skal modellen derimot brukes til identifisering av bratte terrengflater hvor skred muligens kan forekomme, er det viktig å være påpasselig ved bruk av utbedringsteknikker som kun baserer seg på data fra nabopiksler, som for eksempel filter og interpolasjonsmetoder. Grunnen til dette er at denne typen utbedringer ikke nødvendigvis gjør modellen mer lik virkeligheten, men endrer dataverdier slik at piksler som ligger nær hverandre passer hverandre bedre og dermed danner en glattere og mer sammensatt terrengflate. Dersom dataene i nabopikslene også inneholder feil, vil feilene spres videre i terrengmodellen. Analyser av potensielle farer på terrengmodeller som er utbedret med denne typen teknikker kan derfor gi upålitelige resultater som ikke nødvendigvis gjenspeiler den virkelige situasjonen.

For å oppnå en mest mulig komplett og pålitelig ASTER-DTM, er det derfor viktig å unngå tilførsel av data som ikke er avledet fra ASTER-bildene. Dette kan gjøres ved generering av

flere ASTER-DTMer fra det samme stereoparet, men med forskjellig oppløsning og detaljnivå. Ved sammenligning og statistisk analyse av de ulike DTMede med tilhørende korrelasjonsverdikanaler (*score channels*) som inneholder bildekorrelasjonskoeffisientene for de individuelle DTM-punktene, kan DTMede kombineres på en best mulig måte slik at grove feil elimineres (Kääb 2005b).

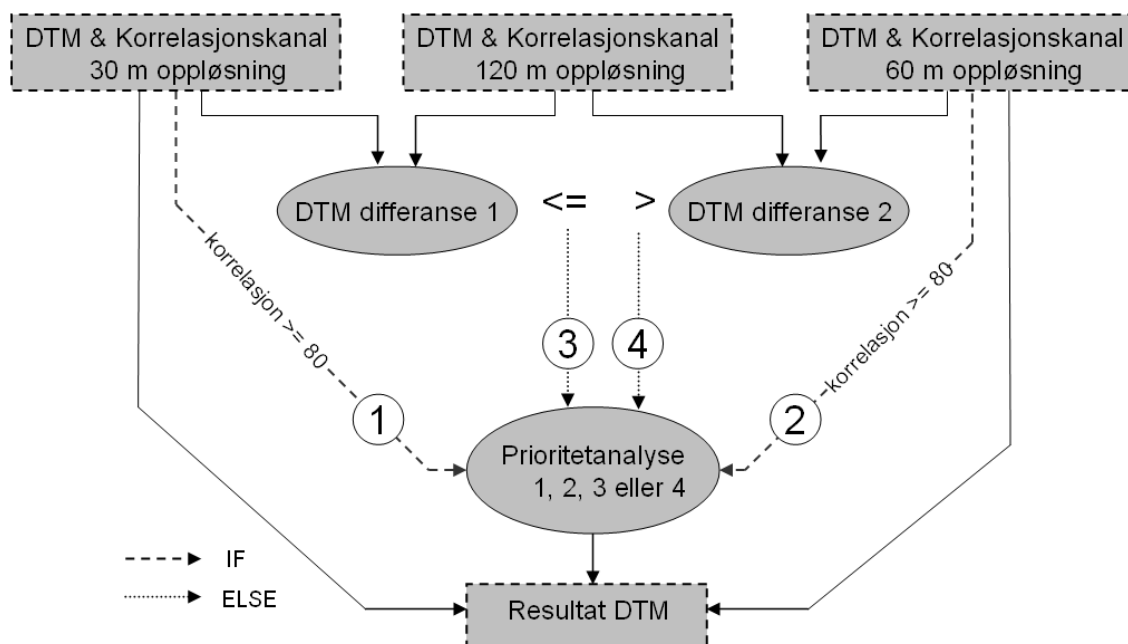
Under DTM-genereringer kan bildekorrelasjonsprosessen utføres på ulike pikselsamplinger og/eller ved bruk av ulike detaljnivåer. Disse to parametrene kan varieres slik at DTM-genereringen tilpasses best mulig til terrengtype og ønsket produkt. Pikselsamplingen kontrollerer størrelsen til pikslene i den ferdige DTMen relativt til inputbildene. Detaljnivået bestemmer hvor korrelasjonsprosessen skal stanses, som betyr hvor presist terrenget beskrives. Et lavt detaljnivå betyr at korrelasjonsprosessen stanses ved et grovt stadium der mange piksler er sammenhopet, mens når detaljnivået er høyt fortsetter prosessen til korrelasjonen er utført på bildenes fulle oppløsning (PCI 2003b). Grovere bildeoppløsning og lavere detaljnivå bidrar til å produsere mer robuste, men mindre detaljerte DTMer. Potensielle DTM-feil kan dermed påvises fra analysering av avviket mellom de ulike DTM-nivåene.

Oppdagede feil i DTMen kan erstattes med data fra grovere DTM-nivå eller ved interpolasjon (Kääb et al. 2005a). DTM-feil er ofte forbundet med lave korrelasjonsverdier fra stereo-bildekorrelasjonsprosedyren mellom stereobildeparet og kan derfor identifiseres ved å bruke bildekorrelasjonskanalen (se Figur 4.3)(Weidmann 2004) ifølge (Kääb et al. 2005a), et raster, som genereres av softwaren.



Figur 4.3. Sammenhengen mellom korrelasjonsverdier og DTM-feil. (A) viser et utsnitt av bildekorrrelasjonskanalen som hører til ASTER-DTM som blir sammenlignet med Statens Kartverks DTM i (C). Svart indikerer lav (0) korrelasjon mens hvit indikerer høy (100). (B) viser RGB-fargesammensetningen av ASTER VNIR-kanalene 321 for det samme området. (C) viser differanser mellom Statens Kartverks DTM med 25×25 meter oppløsning og ASTER-DTM med 30×30 meter oppløsning. (D) viser et histogram der antall DTM-punkt er fordelt i forhold til korrelasjonsverdiene med et punkt i hver histogram søyle som viser den gjennomsnittlige vertikale feilen med standardavvikgrense.

I denne oppgaven ble det generert tre DTMer med ulike detaljnivåer og oppløsninger. De tre DTMene ble deretter sammenlignet og to ble kombinert på grunnlag av korrelasjonsverdien i bildekorrelasjonsprosessen og høydedifferansen mellom de tre forskjellige DTMene. Siden korrelasjonen mellom vertikalavvik og bildekorrelasjon var så svak for et utsnitt av scenen (se Figur 4.3), ble kombinasjon på grunnlag av korrelasjonskanalen kun utført for de høyeste korrelasjonsverdiene. Hvis bildekorrelasjonen fra DTMen med høyest oppløsning (30×30 meter) og detaljnivå var >80 ble denne brukt. Hvis ikke ble korrelasjonsverdi >80 for DTMen med 60×60 meter oppløsning brukt. For alle piksler med lavere korrelasjonsverdier (<80), ble DTMene med 30 meter og 60 meter oppløsning valgt ut fra hvilke av disse som hadde minst vertikalavvik fra den groveste DTMen (120 meter oppløsning) med minst grove vertikalfeil. På denne måten ble det opprettet en DTM som er en kombinasjon mellom DTMene med 30 og 60 meter oppløsning som potensielt sett inneholder de mest nøyaktige verdiene fra de to DTMene (se Figur 4.4).



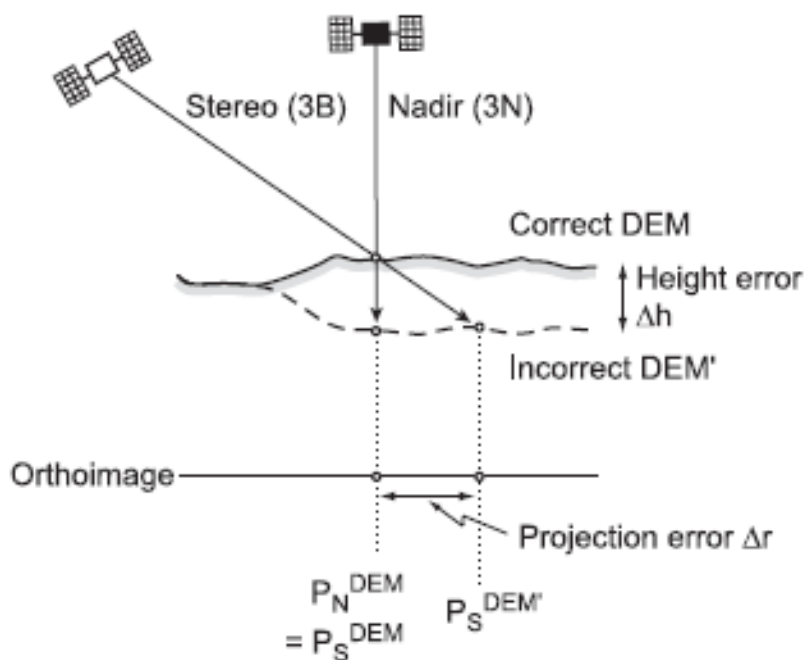
Figur 4.4. Figuren viser hvordan en ”optimal” DTM blir opprettet ved å kombinere tre DTMer med ulike parameter.

4.3.2 DTM-evaluering

For å kontrollere kvaliteten på ASTER-DTMen blir denne sammenlignet med den eksisterende Statens Kartverks DTM (SK DTM) som er den mest nøyaktige høydemodellen over dette området med standardavvik i høyde på ± 5 -6 meter (se Avsnitt 3.2). SK DTM blir derfor regnet som en fasit når denne sammenlignes med ASTER-DTMen.

I de fleste alpine områdene hvor det er aktuelt å bruke metodene fra denne oppgaven til å undersøke om det finnes bratte breer og eventuelt faren knyttet til disse, finnes det lite eller ingen terrengmodeller eller andre høydedata som kan benyttes som referanse for validering av ASTER-DTMen. Hvis dette skulle være tilfelle er det viktig å bruke andre teknikker for å gjøre en evaluering av ASTER-DTMen. Dette er svært vesentlig da kvaliteten av DTMen vil ha en sterk påvirkning både på pålitelighet til resultater og på prosesseringen av data. Store deler av kontinentet er dekket av en InSAR DTM (60°N - 54°S, studieområdet i dette studiet er dessverre ikke dekket) opprettet fra *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), som er tilgjengelig med to romlige oppløsninger (30 og 90 meter). Hvis denne DTMen er tilgjengelig kan den brukes istedenfor (og bør muligens foretrekkes) eller sammen med en ASTER-generert DTM, enten til analyse eller til validering av DTM.

Ved å bruke ASTER-DTMen som skal kontrolleres til å ortorektifisere (se Avsnitt 4.4) et stereobildepar eller flere bilder tatt med ulike sensorposisjoner, kan ortobildene kombineres slik at eventuelle feil i DTMen kan oppdages. Hvis DTMen som brukes er korrekt, vil ortoprojeksjonen til de korresponderende bildepikslene i de to eller flere ortobildene ha en perfekt overlapp (se Figur 4.5). Vertikale DTM-feil vil derimot føre til horisontalforskyvninger mellom pikslene i de ortorektifiserte bildene (se Figur 4.5). Størrelsesordenen til forskyvningene er proporsjonal til DTM-feil og de anvendte bildenes innfallsvinkel i forhold til nadirretningen. Ved nadirprojeksjonsvektorer vil eventuelle feil i DTMen ikke utgjøre noen effekt. De horisontale projeksjonsforandringene mellom ortobildene tatt fra ulike sensorposisjoner kan visualiseres ved forandringsdeteksjonsteknikker (f.eks. forholdsbilder), eller ved animasjonsteknikker (bildevexling). Områder som viser signifikante forskjeller i ortobildene kan markeres, fjernes eller forbedres ved å transformere de horisontale projeksjon skiftene mellom flere ortobilder til vertikale høyde korreksjoner (Baltsavias 1996, Kääb 2005b, 2005a).



Figur 4.5. Figuren viser hvordan vertikale DTM-feil fører til horisontale forskyvninger i ortoprojeksjonen. Dersom DTM inneholder vertikalfeil vil ortoprojeksjonsforskyvningene bli vesentlig mindre når bildenes innfallsvinkel er nadir. DTM-feil kan granskes ved å sammenligne ortobilder generert fra bilder med forskjellige innfallsvinkler. Figuren er hentet fra (Kääb 2005a).

4.3.3 ASTER DTM-nøyaktighet

ASTER-scenen som er brukt til DTM-generering, dekker et område over Jostedalsbreen som består av kupert terreng med høyder fra 0 til ca 2100 moh, bratte fjellsider, dype skygger, mye skyer og bre med mye snø uten kontraster. Derfor representerer dette området et av de vanskeligste scenarier for DTM-generering. Dette medfører også at korrelasjonsprosessen mislykkes flere steder, slik at det oppstår hull i DTMen. Områder bestående av vann, skygge, snø og andre homogene flater med lite spektrale kontraster, er spesielt utsatt for grove feil eller hull.

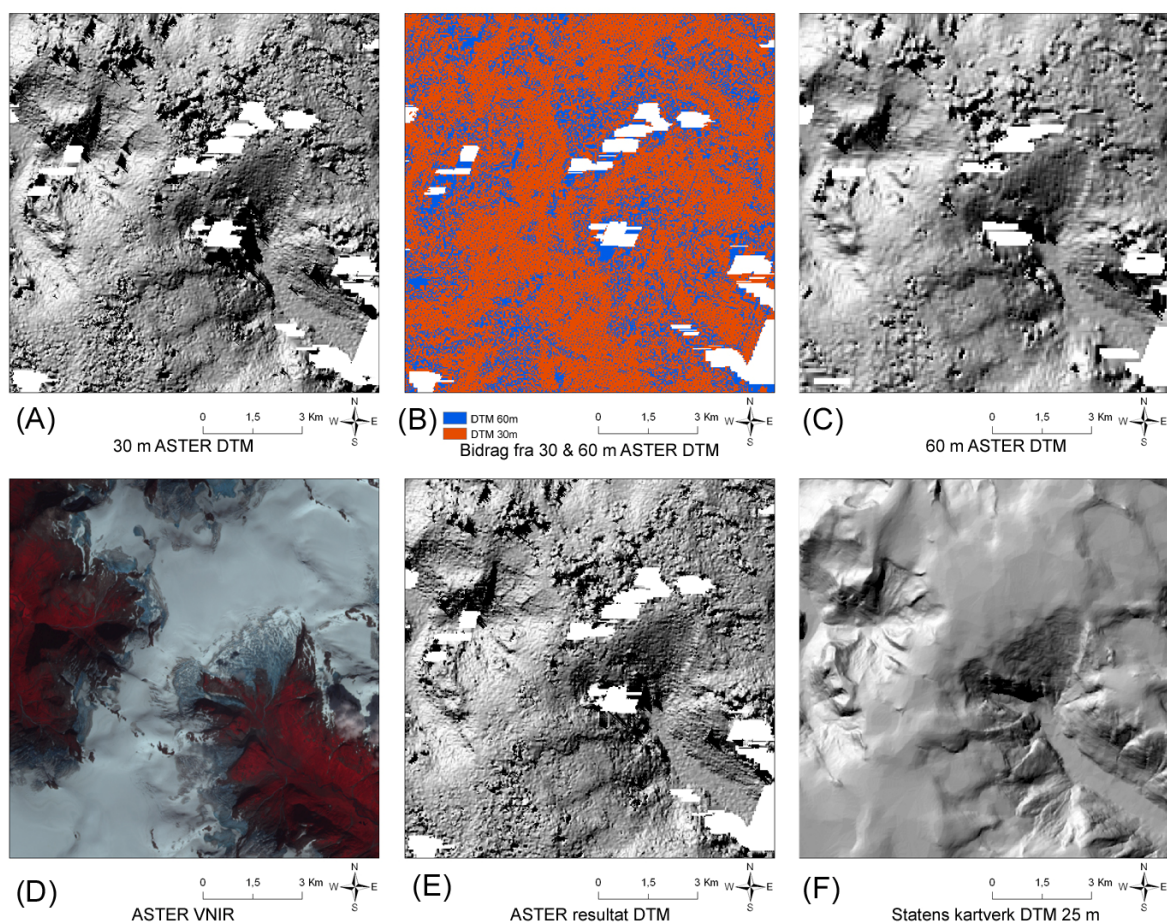
For å oppnå en best mulig geometrisk modell og unngå ekstrapolasjon i grunnriss og høyde, ble det samlet inn 31 GCP'er i nadirbilde (3N) og 30 GCP'er i det bakoverseende bildet (3B) (se Tabell 4). Disse punktene ble spredd jevnt utover bildene både i grunnriss og høyde. Det ble også samlet inn 61 TPer (de fleste med høydeverdier) i tillegg til GCP'ene for å relatere bildene enda bedre til hverandre.

Root Mean Square (RMS) feilene til de innsamlete GCPene eller TPene, sier noe om forskjellen mellom koordinatene som er blitt angitt av operatøren, og hvor disse punktene er lokalisert i forhold til den beregnede matematiske modellen. Dette betyr at RMS-feilene ikke nødvendigvis reflekterer feil i GCPen eller TPen, men heller den generelle kvaliteten til den matematiske modellen (PCI 2003b).

Tabell 4. Tabellen viser antall GCPer og RMS-feilene til punktene som er blitt brukt til å beregne den geometriske modellen til ASTER DTM-genereringen.

Bilde	Antall GCPer	X RMS (piksler)	Y RMS (piksler)	RMS (piksler)
3N	31	0,70	0,59	0,91
3B	30	0,80	0,92	1,22

I DTM-genereringen ble det opprettet flere DTMer med ulike oppløsninger. Grunnen til dette er at DTMer med grovere oppløsning inneholder mindre grove feil enn de mer detaljerte DTMen med finere oppløsning. På grunn av dette ble to DTMer med ulik oppløsning (30×30 og 60×60 meter) kombinert ved bruk av modellenes korrelasjonsraster og sammenligning av høydeverdiene i forhold til en 120×120 meters oppløsning DTM. Resultatet av kombinasjonen er en DTM hvor 70 % består av DTMen med 30×30 meters oppløsning og 30 % av DTMen med 60×60 meters oppløsning. For å unngå tap av terrengdetaljer ble DTMen med 60×60 meters oppløsning resamplet til 30×30 meter oppløsning med nærmeste nabo-metoden (se Avsnitt 2.2.7) før kombinasjonen. Resultatet av denne resamplingsmetoden er at hvert 60×60 meters piksel blir delt opp i 4 nye 30×30 meters piksler, som blir tildelt den samme høydeverdien som 60×60 meters pikselet hadde, og således har den samme teoretiske oppløsningen. Dette medfører at den kombinerte ASTER-DTMen inneholder to ulike detaljnivåer (se Figur 4.6). Fordelen ved denne kombinasjonen er at de beste punktene fra begge modellene kan velges ut, slik at punkt med dårlige korrelasjonsverdier eller store avvik fra 120×120 meter oppløsnings DTMen kan fjernes. Dette medfører at grove feil og støy til en viss grad kan unngås.



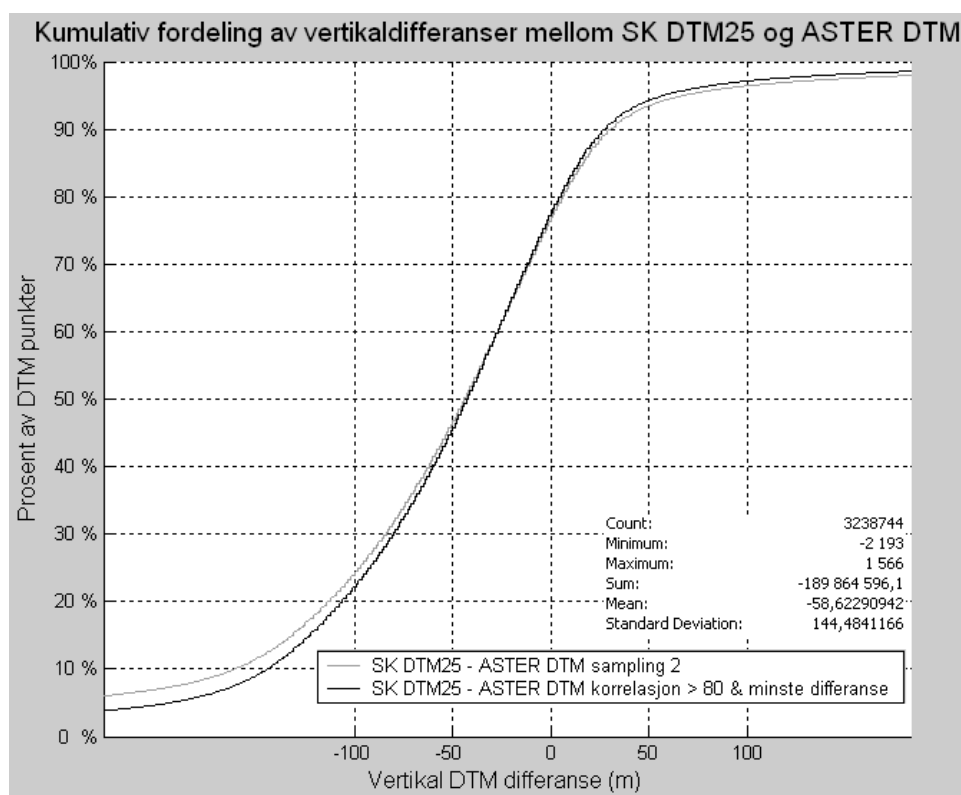
Figur 4.6. Figuren viser skyggemodeller av et utsnitt fra de to ASTER DTMene med ulik oppløsning (A og C) som ble kombinert med ulike kriterier for å oppnå en best mulig ASTER DTM (E). Bidraget fra (A) og (C) til resultat DTMen (E) vises med to forskjellige farger (B). Blå farge der data fra (C) ble brukt og rød farge der data fra (A) ble brukt. (D) viser en RGB-sammensetning av ASTER VNIR-kanalene 321 for det samme området. (F) er skyggemodell av SK DTM med 25×25 meter oppløsning. Grove feil er lette å oppdage visuelt i skyggemodellene som spisse topper som kaster skygger.

ASTER-DTM sammenlignet med SK DTM

Da SK DTM er den mest nøyaktige terrengmodellen for studieområdet med standardavvik i høyde på $\pm 5-6$ meter, er det naturlig å sammenligne ASTER-DTMen mot denne. Ved å trekke ASTER-DTMen fra SK DTMen, får man et raster som viser vertikal differanser mellom modellene. Ut fra differanserasteret kan feilenes størrelsesorden og lokalitet identifiseres. Ved bruk av statistiske metoder på differanserasteret, får man kvantitative verdier for den totale kvaliteten til ASTER-DTMen i forhold til SK DTM, som betraktes som en fasit.

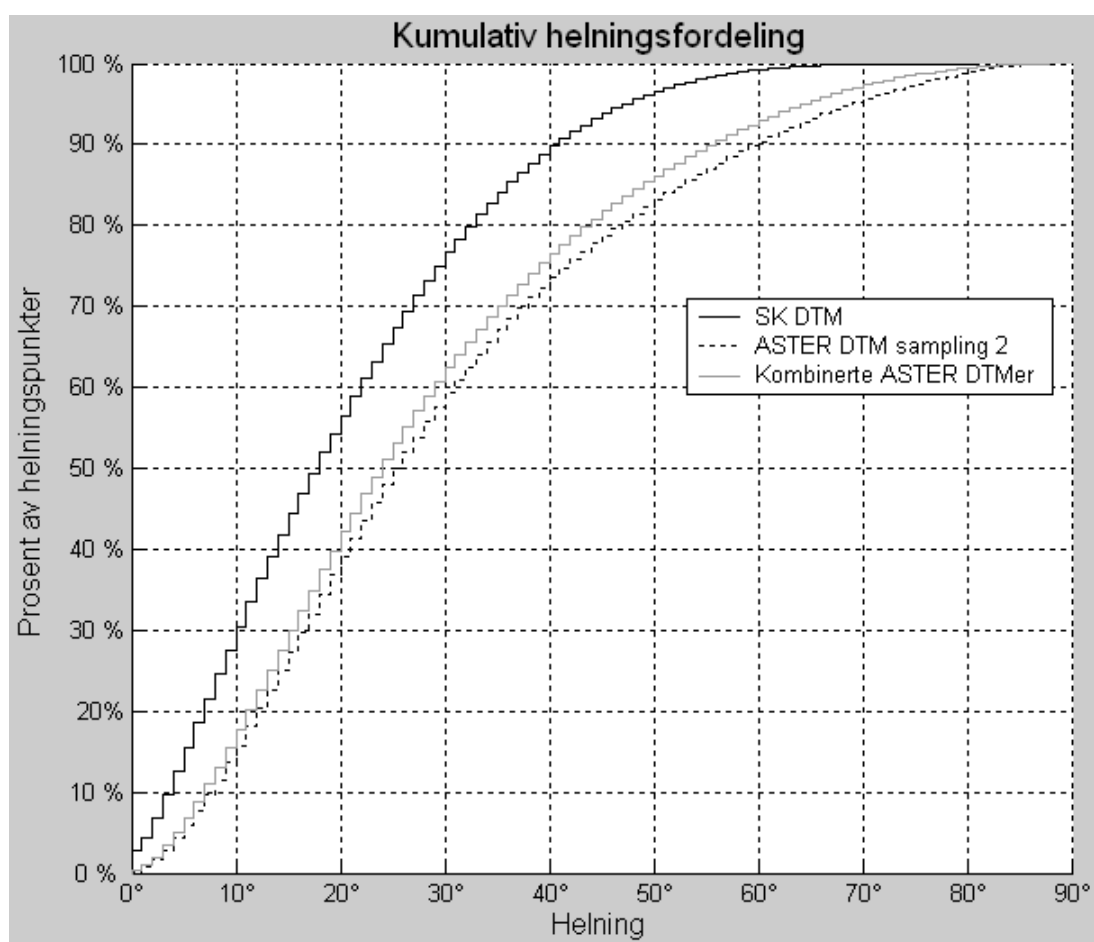
I tillegg til å sammenligne høydeverdiene mellom modellene, kan primære terrengparametere sammenlignes. Primære terrengparametere er direkte beregnet fra DTM og inneholder variabler som høyde, helning, aspekt, plan og profilkurvatur.

Ut fra den kumulative fordelingen av vertikaldifferanser mellom SK DTM minus ASTER-DTM, kan avviket mellom modellene kvantitativt anslås. 49 % av høydepunktene er innenfor en differanse på ± 50 meter, 75 % er innenfor en differanse på ± 100 meter, og 98 % er innenfor en differanse på ± 500 meter (se Figur 4.7). Totalt er det 3 232 744 høydepunkter, gjennomsnittet for differansene er $-58,62$ meter, standardavviket er $144,48$ meter, maksimum differanse er $1 566$ meter, og minimum differanse er $-2 193$ meter (se Figur 4.7). Den kumulative fordelingen viser også forholdet mellom den rå ASTER-DTM (grå linje) med piksel sampling 2 (30×30 meter oppløsning), og den forbedrede kombinerte ASTER-DTMen (svart linje). Ut fra den kumulative fordelingen er det også tydelig at ASTER-DTMen stort sett er høyere (ca 76 % av fordelingen er negativ) enn SK DEM.



Figur 4.7. Kumulative fordelingen av vertikaldifferanser mellom SK DTM minus ASTER-DTM. Den grå linjen tilhører rå-DTMen med piksel sampling 2 (30×30 meter oppløsning), og den svarte linjen representerer den forbedrede og kombinerte DTMen. Figuren viser også statistikken til det vertikale differanserasteret som er opprettet ved å trekke resultat ASTER-DTMen (svart linje) fra SK DTM.

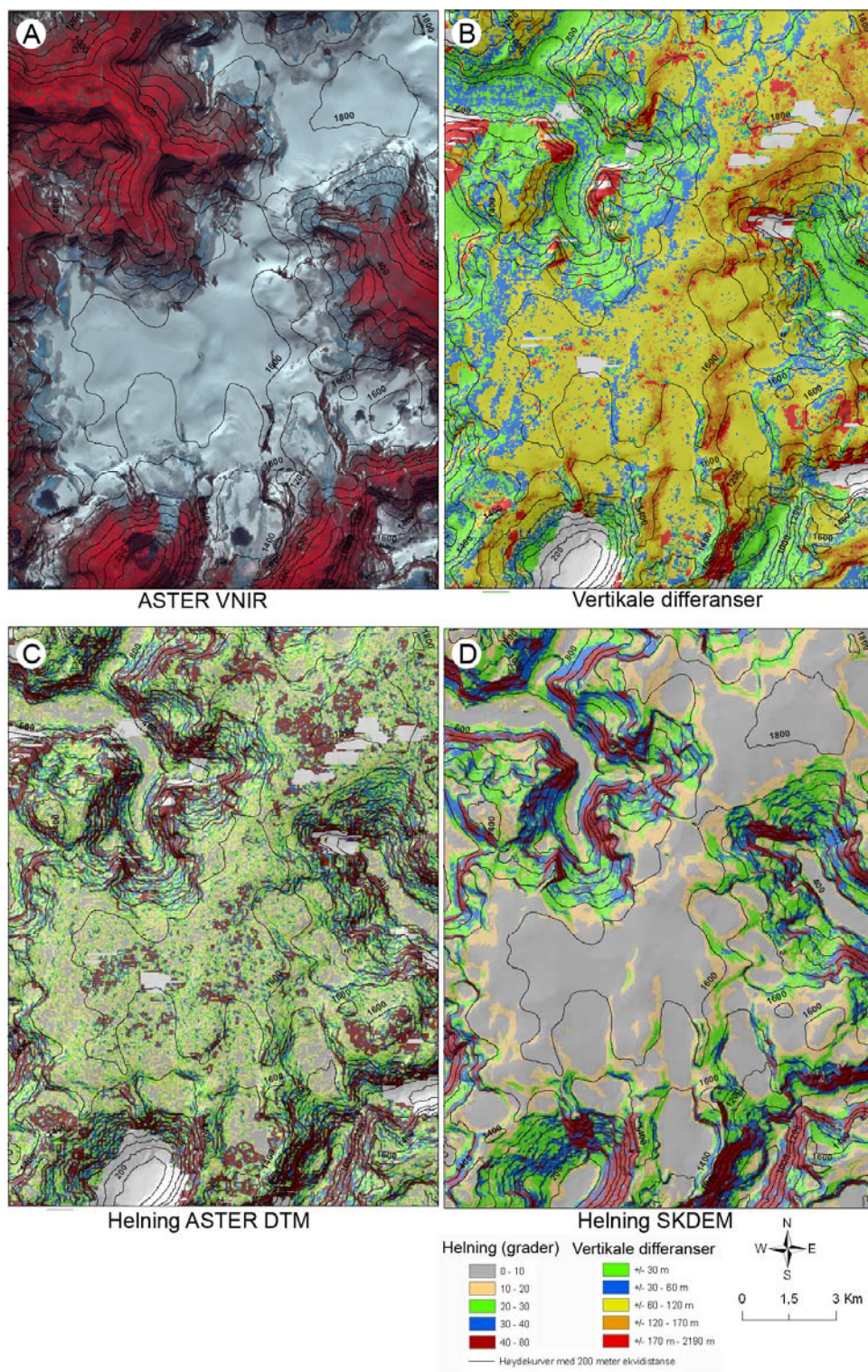
Ved å sammenligne helning (se Avsnitt 2.3.1, Helning) kumulativt (se Figur 4.8) ser man at SK DTMen generelt sett er mindre bratt enn ASTER-DTMen. 76 % av helningen til SK DTMen er under 30°, men bare 63 % av ASTER-DTMen er under den samme gradienten. Mellom 30° og 40° er forskjellene mindre. 13 % av SK DEM ligger innenfor denne helningen og 14 % av ASTER-DTMen. Når gradientene stiger over 40° øker forskjellene, og 11 % av SK DEM ligger innenfor denne gradienten, mens hele 23 % av ASTER DTMen ligger innenfor den samme gradienten. Ved sammenligning av kumulativ fordeling av helning mellom ASTER-DTMene og SK DTMen, ser man at helningen til den forbedrede ASTER-DTMen ligger nærmere helningen til SK DTMen enn den rå ASTER-DTMen med pikselsampling 2 (30×30meter oppløsning) (se Figur 4.8). Dette betyr at den forbedrede ASTER-DTMen er blitt mindre bratt, som en følge av at feil i form av spisse pigger og bratte søkk til en viss grad er fjernet, slik at disse feilene ikke bidrar til å øke gradienten.



Figur 4.8. Kumulativ fordeling av helning til SK DTMen (svart linje), den forbedrede kombinerte ASTER-DTMen (grå linje) og rå ASTER-DTM med piksel sampling 2 (30×30meter oppløsning) (stiplet svart linje).

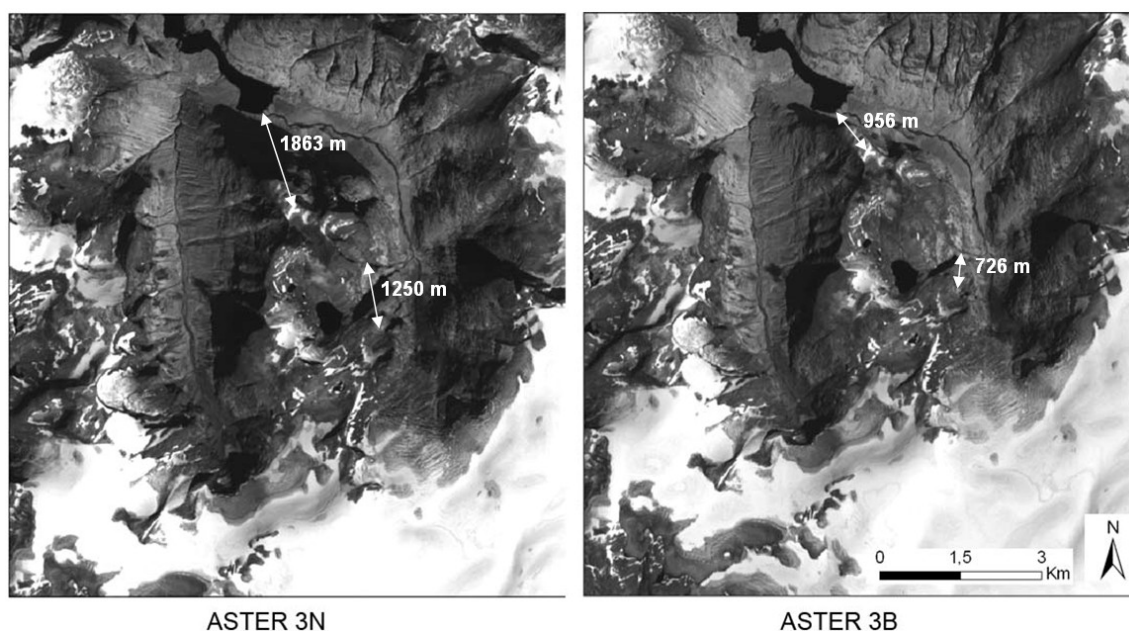
Ved å sammenligne rasteret som viser vertikaldifferanser med RGB-sammensetningen av ASTER VNIR-kanal 321 og helningskart (se Figur 4.9), kan vertikale feil lokaliseres i forhold til terrengegenskaper, slik at ulike feilkilder kan identifiseres. De største feilene forekommer i områder med lite kontraster, som i områder dekket av snø, skygge, vann o.l. Det er også en sammenheng mellom økt gradient og vertikalfeil. Områder med helninger mellom 40° til 80° er spesielt utsatt for grove vertikalfeil. Når helningen avtar minsker også de vertikale feilene, unntatt i områder med lite spektrale kontraster (breoverflate, vann, skygge osv.).

Ved å sammenligne helningskartene opprettet fra SK DEM og ASTER-DTMen (se Figur 4.9 c og d) ser man at helningen i bratte fjellsider er rimelig lik, men at ASTER-DTMen har en litt mer sporadisk fordeling av helningsgradene. Årsaken til dette er at ASTER-DTMen ikke har så glatt og jevn fordeling av vertikalhøyder som SK DEM. Vertikalfeil i områder med liten spektral kontrast (f.eks. breoverflaten) på ASTER-DTMen opptrer i helningskartet som sporadiske fordeling av helningsgrader som ofte kan ses som sirkulære ringer. Dette betyr at feilene ofte danner bratte kjegler, pigger eller bratte søkk.



Figur 4.9. Sammenhengen mellom terreng, helning og vertikalfeil for et utsnitt av ASTER-scenen over Jostedalsbreen som ble brukt til DTM-generering. (A) er en RGB-sammensetning av ASTER VNIR-kanalene 321; (B) viser vertikaldifferanser mellom SK DEM og den sammensatte ASTER-DTMen; (C) viser ulike helningsintervaller beregnet fra ASTER-DTMen; (D) viser de samme helningsintervallene beregnet fra SK DEM.

Terrengets helningsretning (aspekt) er også en faktor som påvirker kvaliteten til DTMen. Grunnen til dette er at bratte nordvendte fjellsider ofte forsvinner eller blir forvrengt i bildet tatt av den bakoverseende ASTER-sensoren (3B) med $27,7^\circ$ vinkel. Dette fører til at bratte skråninger som vender bort fra sensoren (nordvendte skråninger) delvis forsvinner eller forkortes i det bakoverseende bildet, mens skråninger som vender mot sensoren blir forlenget (se Figur 4.10). Forvrengningen som oppstår i det bakoverseende bildet vanskeliggjør bildekorrelasjonen sammen med nadirbildet, noe som fører til liten eller ingen korrelasjon i området hvor det bakoverseende bildet er forvrengt, og dermed fører til hull eller grove feil i DTMen.

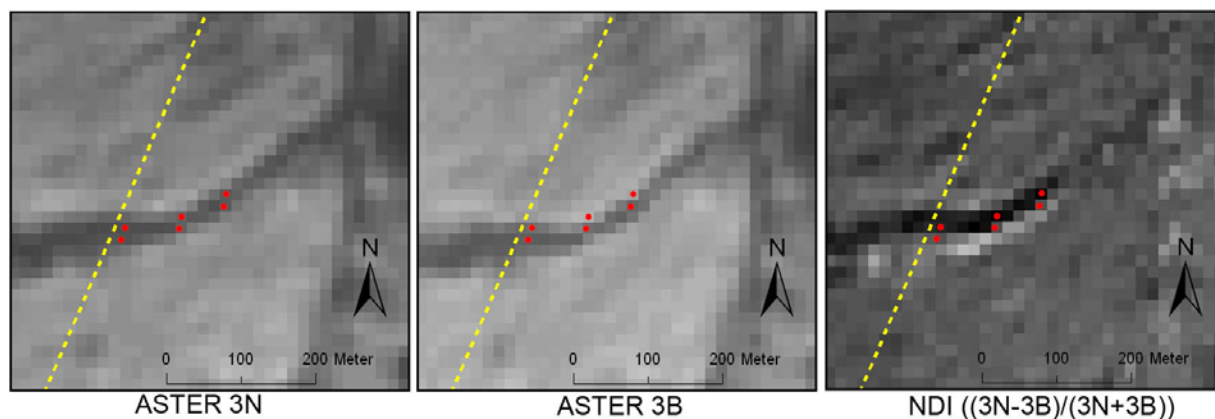


Figur 4.10. Figuren viser hvordan nordvendte fjellsider i ASTER 3B-bildet blir forvrengt (eller borte) i forhold til 3N-bildet. Dette oppstår på grunn den $27,7^\circ$ vinkelen til den bakoverseende 3B-kanalen. Pilene viser retning og avstand mellom de samme punktene i begge bildene. Ved å sammenligne pilenes avstand og forholdet mellom punktene, kan man tydelig se hvordan skråningene blir forvrengt i 3B-bildet.

ASTER DTM-validering ved ortorektifisering

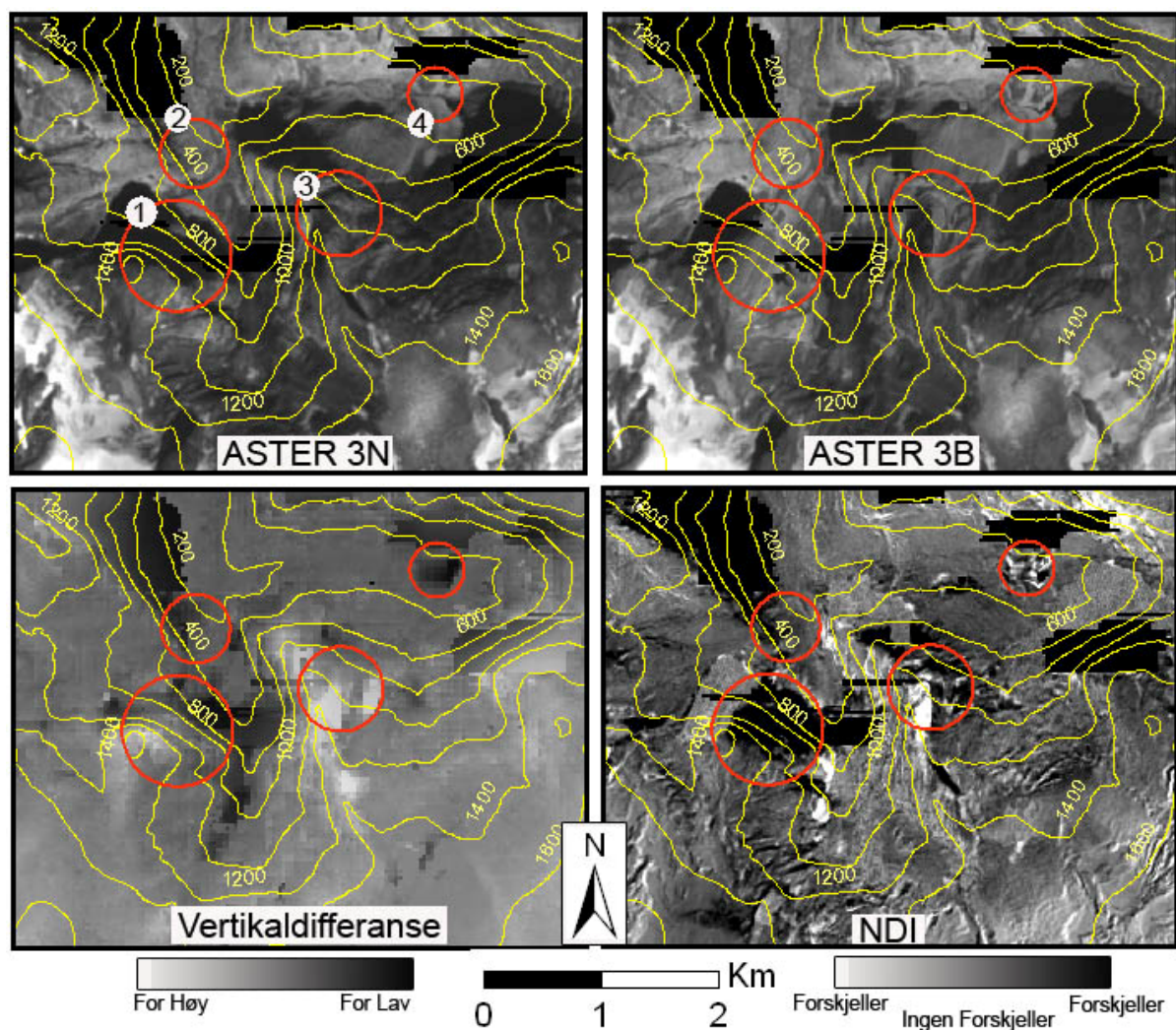
Ved å benytte DTMen som skal kontrolleres til å ortorektifisere ASTER-kanalene 3N og 3B, som DTMen er opprettet fra, kan vertikale høydefeil oppdages. Sammenligning av de to ortorektifiserte bildene avslører vertikalfeil i DTMen som opptrer i form av projeksjonsforskyvninger mellom bildene. Disse forskyvningene kan visualiseres ved bruk av normalisert differanseindeks (NDI) mellom de to ortorektifiserte bildene (se Figur 4.11 og Figur 4.12).

Ved å måle de horisontale projeksjonsforskyvningene i asimutretning (sensorens bevegelsesretning) og dividert med ASTER-sensorens B/H-forhold på 0,6 får vi størrelsen til den vertikalfeil (se Figur 4.11). Dette betyr at horisontale projeksjonsforskyvninger, som er en piksel i størrelse (15 meter), vil svare til en vertikalfeil på 25 meter.



Figur 4.11. Projeksjonsforskyvninger mellom ASTER 3N og 3B bildene kan brukes til å måle vertikale feil i ASTER-DTMen benyttet til ortorektifiseringen. De røde punktene i ASTER 3N- og ASTER 3B-figurene viser forskyvningene til en elv i asimutretning (gul stiplet linje) som er ca 17 meter og tilsvarende en vertikalfeil på 28 meter i ASTER-DTMen. Projeksjonsforskyvningene kan også visualiseres ved å beregne normalisert differanse indeks (NDI) mellom bildene. En slik visualisering av forskyvningen vises i NDI-figuren.

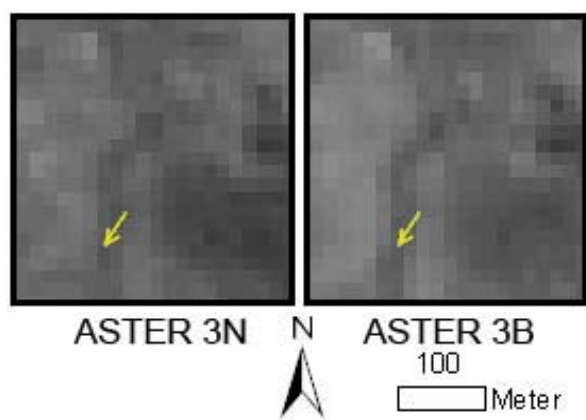
Grove vertikalfeil er lett oppdagelig ved sammenligning av de ortorektifiserte bildene, da disse fører til tydelige forvrengninger mellom bildene (se Figur 4.12). Ved beregning av NDI mellom ortobildene $((\text{ASTER } 3N - \text{ASTER } 3B) / (\text{ASTER } 3N + \text{ASTER } 3B))$ får man et bilde der svarte og hvite soner indikerer signifikante forskjeller mellom ortobildene. Disse forskjellene oppstår på grunn av horisontale projeksjonsforskyvninger mellom bildene, men kan også forekomme på grunn av bidireksjonal reflektansdistribusjonsfunksjonen (BRDF; et overflatepunkt kan vise ulik refleksjon hvis betraktet fra ulike posisjoner, her 3N og 3B, selv om belysningen er konstant, noe som kan antas for den 55 sekunders tidsforskjellen mellom 3N og 3B opptaket). Selv om det er store vertikalfeil og horisontale forskyvninger kan disse ikke oppdages med NDI-bilde dersom området i det bakoverseende bildet blir gjemt bak nordvendte fjellsider, eller om feilen er i områder uten spektralvariasjon i refleksjonen (Kääb 2005a).



Figur 4.12. Figuren viser hvordan grove feil i ASTER-DTMen fører til store horisontale projeksjonsforskyvninger på de to ortofektifiserte ASTER 3N- og 3B-bildene. De røde ringene viser noen områder hvor det er store horisontale forskyvninger mellom 3N- og 3B-bildene. Ring 1 og 2 viser hvordan nordvendte fjellsideer på grunn av forvrengninger og skygge fører til store vertikalfeil i DTM, og dermed store horisontale projeksjonsfeil mellom ortobildene. I 3B-bildet ser det ut som fjellsideene fortsetter langt nordover og nesten over dalen. Ring 3 og 4 viser horisontale forskyvninger på ca 200 meter som betyr at vertikalfeilene i DTM i disse områdene kan være rundt 200 til 300 meter. Disse feilene er synlig ved at elveløp blir vesentlig forvridd/forskjøvet og ser unaturlige ut i 3B-bildet. De samme feilene fører til markante og lett oppdagelige forskjeller i NDI-bildet. Feilene fører også til store vertikaldifferanser mellom SK DEM og ASTER-DTM.

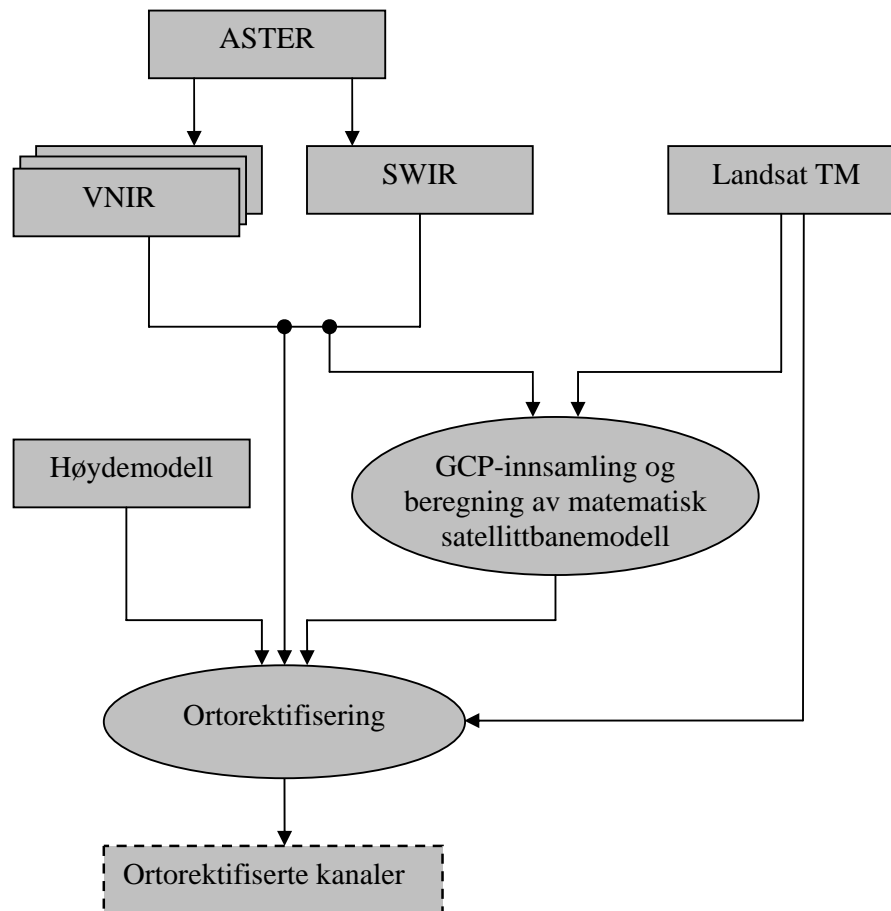
Siden forskjellene i NDI-bildet nødvendigvis ikke trenger å indikere vertikalfeil, brukes ikke bildet alene til å maskere/terskle vekk feil, men benyttes sammen med ortobildene til å identifisere områder hvor feil kan forekomme og til validering av resultat fra analyser. For å identifisere og måle de horisontale projeksjonsforskyvningene mellom bildene ble

korrelasjonsbildeanalyse softwaren CIAS benyttet. Dette er et program som bruker en dobbel krysskorrelerings funksjon basert på gråtoneverdier i bildene til å identifisere korresponderende bildeblokker. Resultatet fra programmet er vektorer som viser retningen og lengden til forskyvninger mellom bildene. Vektorene ble omgjort til ASTER DTM-vertikalfeil ved å dividere vektorlengden med B/H-forholdet til ASTER (se Figur 4.13).



Figur 4.13. Resultatet fra softwaren CIAS som er et program som identifiserer og måler forskjeller mellom punkter i flere bilder. Programmet ble anvendt til å finne horisontale forskyvninger i de to ASTER 3N- og 3B-bildene som ble ortorektifisert med ASTER-DTM som høydegrunnlag. Den gule pilen viser en forskyvning mellom de to ortobildene med en retning på 214° og en lengde på 14 meter, som svarer til en vertikalfeil i ASTER-DTM på 23 meter.

4.4 Ortorektifisering og nøyaktighet



Figur 4.14. Flyttdiagrammet viser framgangsmåten for ortorektifisering av satellittbildene.

Ortorektifiseringen av alle satellittscenene ble utført ved bruk av programvaren PCI Geomatica OrthoEngine versjon 9.1, som benytter en matematisk satellittbanemodell som kompenserer for kjente forvreininger til beregning av posisjonen og orienteringen til sensoren ved bildetakningen.

Modellen bruker kjente kontrollpunkter i bildene med koordinater (GCP'er), som brukeren må tilføre, for beregning av den matematiske modellen. Programvaren trenger også en høydemodell for korrigering av terrengrelieff.

GCPer i bildene ble samlet inn ved bruk av den digitale kartdatabasen Norgesglasset (<http://ngis2.statkart.no/norgesglasset/default.html>). ASTER VNIR- og SWIR-kanalene ble ortorektifisert både med bruk av SK DTM og den genererte ASTER-DTMen, mens kun SK DTM ble brukt for Landsat TM-scenene over Jostedalen. Kanalene fra SWIR-instrumentet ble resamplet ned til 15 meter romlig oppløsning, for bedre tilpasning sammen med VNIR-kanalene. All resampling ble utført med *Bilinear Interpolation*-metoden (se Avsnitt 2.2.7). Landsat TM-scenen fra Jotunheimen er ortorektifisert av Geodatasenteret AS i Arendal.

Ortorektifiseringsnøyaktighet

Under ortorektifiseringsprosessen samles det inn mange GCPer for å oppnå en best mulig løsning til den matematiske modellen. For at brukeren skal kunne bestemme om løsningen på modellen er god nok for ønsket formål, vises restfeilene (RMS) til GCPene, som er differansen mellom GCP-koordinatene brukeren anga og hvor modellen har beregnet at punktene skal være. RMS-verdiene angir derfor den generelle kvaliteten til den matematiske modellen, og hvor bra den passer sammen med bakkekoordinatsystemet (PCI 2003b). Se Tabell 5 for RMS verdiene til satellittscenene.

Tabell 5. RMS-verdiene til GCPene brukt til beregning av den matematiske satellittbane modellen, som brukes for ortorektifisering av satellittscenene. RMS-verdiene er for alle scenene innen for en pikselstørrelse, som er meget bra.

Sensor	Sted	Piksel størrelse(m)	Antall GCPer	Total RMS (piksler)	X-RMS	Y-RMS
ASTER VINR	Jostedalsbreen	15	31	0,91	0,7	0,59
ASTER SWIR	Jostedalsbreen	30	33	0,55	0,35	0,42
Landsat TM	Jostedalsbreen	30	35	0,81	0,57	0,58

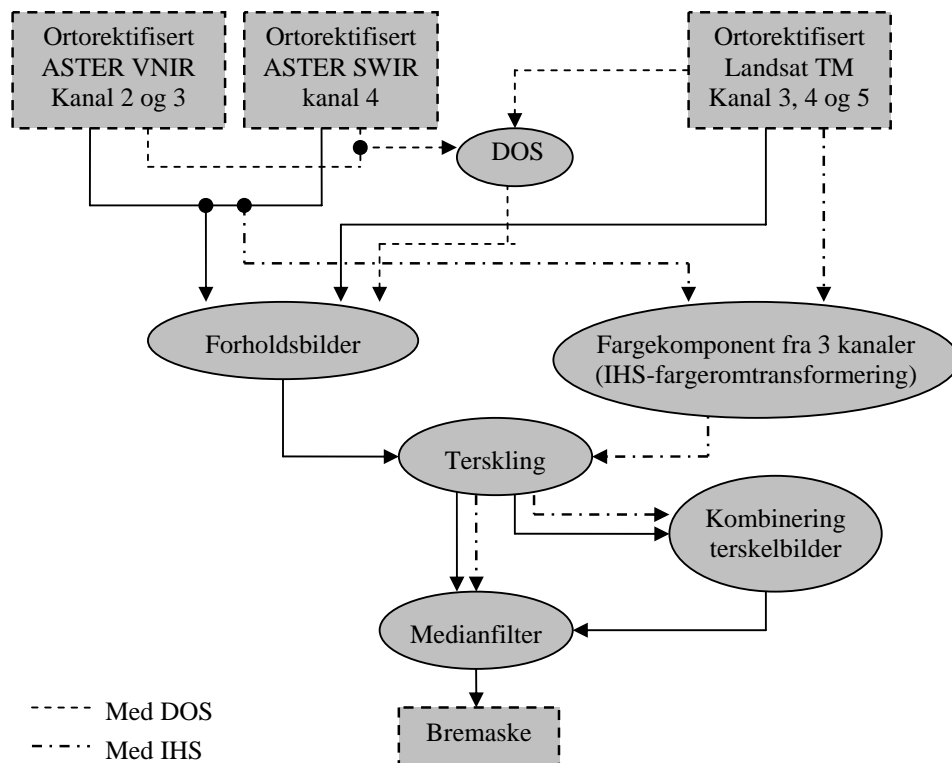
Alle scenene ble ortorektifisert med en RMS-verdi under en pikselstørrelse, som er en tilstrekkelig nøyaktighet for dette studiet. Landsat TM-scenen fra Jotunheimen som ble levert ferdig ortorektifisert ble kontrollert ved innsamling av 14 kontrollpunkter, og beregning av differansen mellom disse koordinatene og kartkoordinater. Summen av middelvviket for X-koordinatene var 1,86 meter og for Y-koordinatene 3,26 meter, denne testen viser at også denne scenen er ortorektifisert med bra nøyaktighet og kan brukes i studiet.

Høydemodellen brukt til ortorektifisering har stor innvirkning på resultatet (Se Avsnitt 4.3.3 ASTER DTM-validering ved ortorektifisering og Avsnitt 4.5.2 Brekartlegging ASTER ortorektifisert med SK DEM vs. ASTER-DTM)

4.5 Brekartlegging

4.5.1 Brekartlegging med ASTER og Landsat TM

Før satellittscenene kan brukes til brekartlegging for terreng med mye relieff må bildene ortorektifiseres (se Avsnitt 2.2.7 og 4.4). Ved brekartlegging med forholdsbilder benyttes kanaler fra det kortbølgete-infrarøde og det synlige eller nærinfrarøde spekteret (se Avsnitt 2.2.8). For bruk av ASTER-sensoren betyr dette at kanaler fra de to ulike subinstrumentene VNIR og SWIR med ulik romlig oppløsning må benyttes. Dette gjøres ved ortorektifisering av begge kanalene som skal brukes slik at de passer sammen i en felles kartprojeksjon. Kanalen fra ASTER SWIR-instrumentet med 30 meter oppløsning resamples ned til 15 meter oppløsning slik at pikselen passer sammen samtidig som den høyeste oppløsningen benyttes. Forholdsbilder opprettet fra disse kanalene vil derfor ha en romlig oppløsning som ligger mellom kanalenes opprinnelige oppløsning.



Figur 4.15. Ulike fremgangsmåter for brekartlegging med forholdsbilder med eller uten (stiplet linjer) DOS, og fargekomponenten (stiplet linje med punkt) fra en IHS-fargeromtransformering. Forholdsbildene og fargekomponenten fra IHS-fargerom kan benyttes selvstendig, eller kombineres. Metodene brukes både for ASTER og Landsat TM sensorene, men kombineres ikke.

Brekartlegging utføres ved bruk av forholdsbilder som segmenteres for å skille bre fra alt annet terreng. I tillegg kan fargekomponenten (*Hue*) fra en IHS-fargeromtransformasjon benyttes, enten som supplement for å fjerne misklassifiserte piksler eller som en selvstendig kartleggingsmetode (se Avsnitt 2.2.8).

Den mest egnete forholdsbildekombinasjonen og/eller IHS-fargeromstransformasjonskombinasjonen, og deres segmenteringsterskel verdi vil ikke være konstant mellom ulike satellittscener, sensorer og terrengområder, da flere faktorer som atmosfæriskpåvirkning (se Avsnitt 2.2.1), energiinteraksjonen med terrenget (se Avsnitt 2.2.2) og terrengrefleksjon (se Avsnitt 2.2.3) vil variere mellom ulike steder og mellom/innenfor hver enkelt scene og dermed skape ulike bildeforhold. Noen av disse effektene kan reduseres ved ulike korreksjonsmetoder (se Avsnitt 2.2.4), men for å oppnå best mulig resultat må hver scene vurderes individuelt for å oppnå best mulig tilpasning av segmenteringsterskel i forhold til snø og vegetasjonsforhold.

Brekartleggingen ble utført med en systematisk tilnærming, der det for hver satellittscene ble opprettet forholdsbilder og IHS-fargeromstransformasjoner med følgende kombinasjoner:

- ASTER-forholdsbilder: kanal 2 / 4 og 3N / 4
ASTER IHS-fargeromkombinasjon: kanal 4, 3N, 2
- Landsat TM-forholdsbilder: kanal 3 / 5 og 4 / 5
Landsat IHS-fargeromkombinasjon: kanal 5, 4, 3

Forholdsbildekombinasjonene ble også utført på de samme kanalene etter en DOS prosessering (se Avsnitt 2.2.4, 2.2.8 og Ligning 2.5), for å finne ut om dette ville føre til en mer nøyaktig brekartlegging.

IHS-fargeromtransformasjonene ble utført ved bruk av IHS-algoritmen implementert i programvaren PCI Geomatica 9.1 (PCI 2003a).

Segmenteringen av forholdsbildene og IHS-fargeromtransformasjonen ble utført ved visuell inspeksjon av falsekefarge sammensetningsbilder (Landsat TM 543 og ASTER 432) som fremhever snø og is, og ved å finne den verdien i forholdsbildene som på en best mulig måte

skiller breer fra omkringliggende terreng. Siden hensikten med brekartleggingen i dette studiet er å kartlegge bratte breer, er det spesielt viktig å finne et forholdsilde, IHS-fargetransformasjonskombinasjon og segmenteringsterskelverdi som kartlegger breer dekket av skygge.

Hvis den mest optimale terskelen for kartlegging av breer også fører til en del misklassifikasjon av annet terreng, vil det bli gjort forsøk på å kombinere forholdsilde-segmenteringsterskelen med en segmenteringsterskel i fargekomponenten til IHS-fargerom-transformasjonen for fjerning av misklassifikasjonene. Når segmenteringen er utført, vil et 3×3 medianfilter anvendes for glatting av bremasken og fjerning av gjenstående isolerte feilklassifiserte piksler.

Vann som ligger nær brefronter og dermed mottar store mengder glasiiale sedimenter, skaper ofte problemer for brekartlegging, da refleksjonen fra disse ofte er veldig lik bre-is. Dette problemet ble ignorert, da vann uansett blir fjernet senere i prosessen ved identifisering av potensielle skredbreer.

Et av hovedproblemene med brekartleggings metodene som er benyttet, er deteksjon av morenedekkede bredeler, men for kartlegging av bratte breer er dette som regel ikke noe problem da helningen til morenedekte områder som regel er lav (Salzmann et al. 2004). Breene i studieområdet er i en liten grad dekket av morenemateriale, så dette medfører ikke store problemer for dette studiet.

For kontroll og sammenligning av kartlegging fra andre sensorer, kan bremasken konverteres til et polygon som kan legges over satellittbildet for visuell sammenligning. Det er viktig å kontrollere resultatet fra brekartleggingen, før videre bruk i andre analyser.

Brekartleggingen ble utført både for ASTER og Landsat TM-scenene. Breområder dekket både av ASTER og Landsat TM-sensoren ble visuelt sammenlignet for å se om nøyaktigheten var den samme. ASTER-ortofotoene generert fra ulike høydeomdeller ble brukt til kartleggingen med samme parametere for å se om de ulike høydegrunnlagene gir ulike resultater.

4.5.2 Resultater fra brekartlegging

Resultatene fra brekartleggingen er sammenlignet relativt mellom de ulike metodene fra samme datagrunnlag for vurdering av hvilke metoder som fungerer best for hvert enkelt område og satellittscene. De beste metodene er også sammenlignet med andre data eller ortorektifiserte flybilder for absolutt kontroll. Problemet med sammenligning mot andre datagrunnlag, er de temporære forskjellene som kan medføre vesentlige endringer ved brefronter, eller ulike snøforhold på og rundt breen som kan resultere i feilaktig angivelse av brekanter.

ASTER-scenen som brukes i dette studiet inneholder en del skyer, som i seg selv fører til problemer for brekartleggingen hvis disse er lokalisert over bredekkede områder, i tillegg til skyggene disse kaster over breer. Breer som ligger i skygger dannet av skyer blir ofte kartlagt riktig, det samme gjelder for tynn dis, men tykke skyer fører til ufullstendigheter i brekartleggingen. Det er viktig å være klar over dette, da bratte potensielle skredbreer kan være lokalisert under skyene eller i de mørke skyggene som kastes fra disse.

Resultater fra brekartlegging med ASTER-sensoren

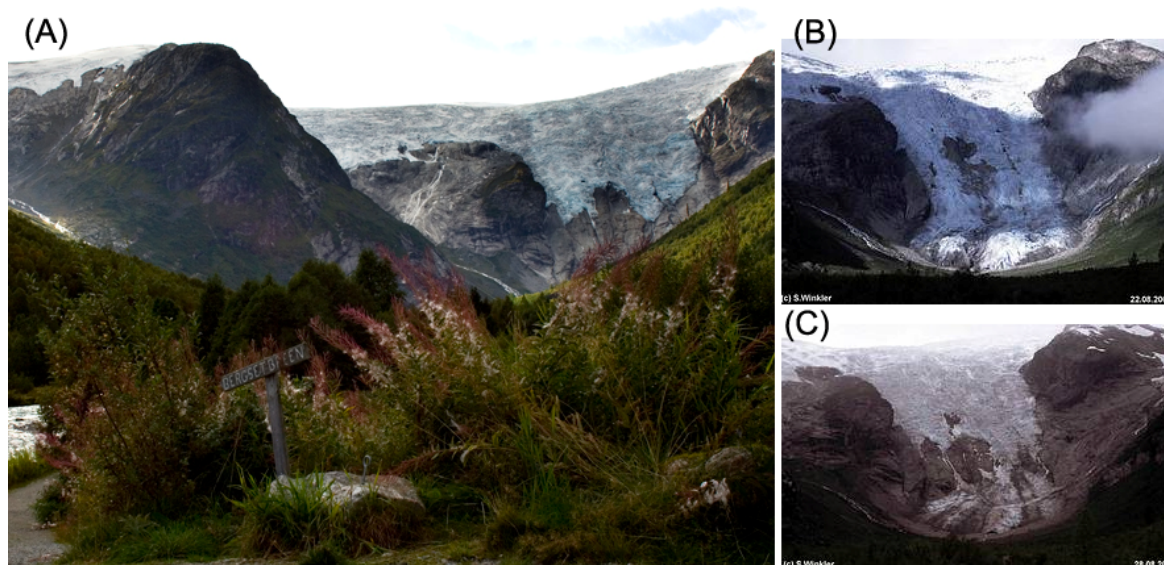
For forholdsilde med ASTER-kanal 2 / 4 var den beste terskelen 1,0. Denne bremasken kartlegger miksede piksler bestående av bre og terreng bra, men tar også med noen miksede piksler der terrengandelen ser ut til å være dominerende, noe som kan føre til litt misklassifisering. Bratte breer som ligger i terrengskygge blir bra kartlagt og skilt fra annet terreng, samtidig som det oppstår lite feilklassifisering i annet skyggelagt terreng. For den samme forholdsbildekombinasjonen med DOS, var den beste terskelen 1,3. Bremasken fra denne kombinasjonen tar med for lite miksede piksler, samtidig som det generelt sett er mer misklassifisering i skygge, vann og vegetasjon (se Figur 4.17 a).

ASTER-forholdsilde 3N / 4 kartlegger generelt sett miksede piksler dårligere enn 2 / 4 forholdsildet samtidig som den skiller dårlig mellom bre og annet terreng i skyggelagte områder, men har mindre misklassifiseringer i vann. Den samme forholdsbildekombinasjonen med DOS, viser de trendene som for 2 / 4 forholdsilde med DOS, og gir dermed dårligere resultater også for denne forholdsbildekombinasjonen (se Figur 4.17 b).

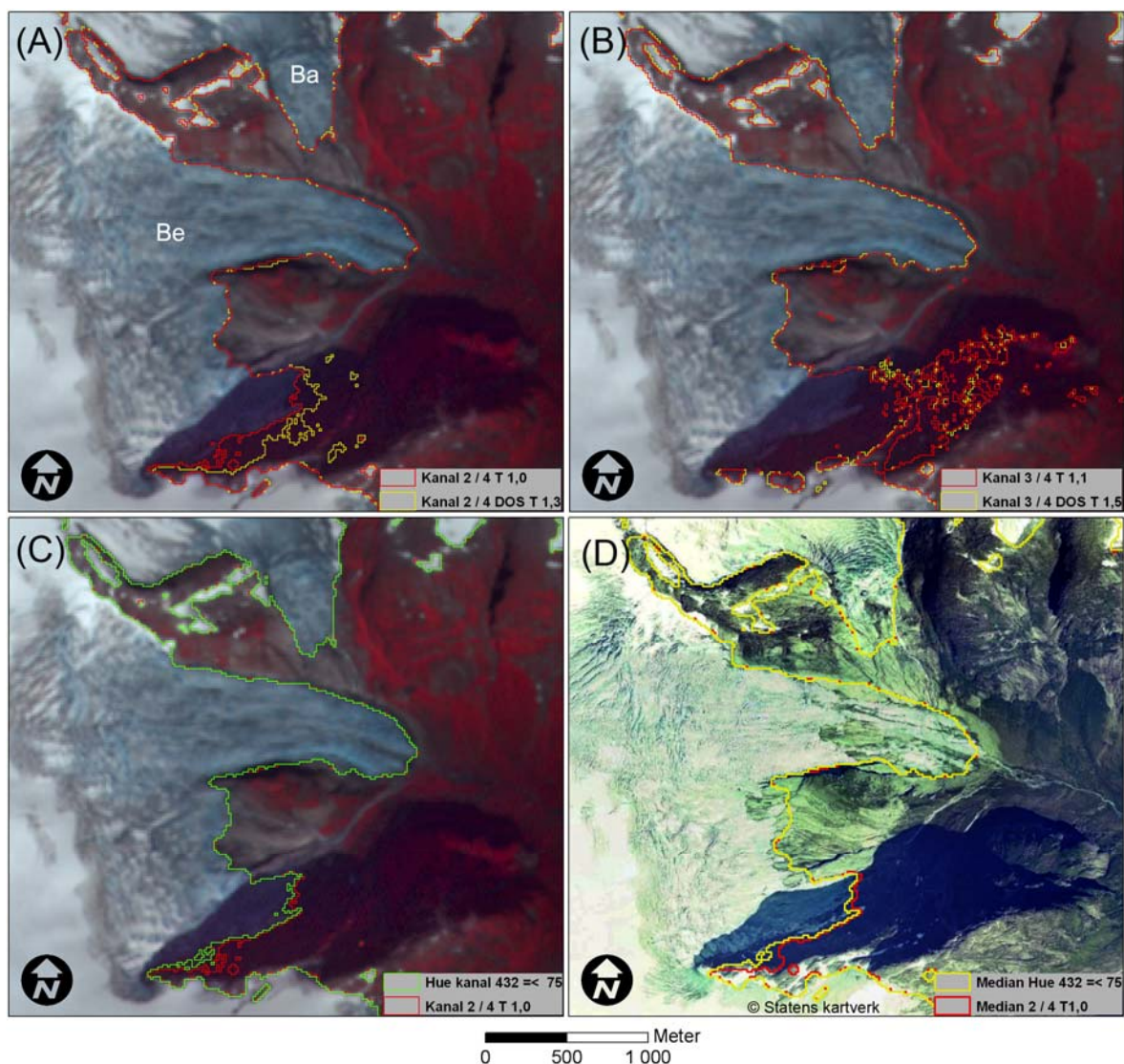
Fargekomponenten fra IHS-fargeromtransformasjonen av ASTER kanal 4, 3N og 2 og en terskelverdi på 75, kartlegger miksede piksler bra samtidig som det oppstår svært lite misklassifisering av vegetasjon, vann og skygge. For dette området og denne scenen er metoden svært robust og kartlegger breer omtrent like bra som forholdsbildet 2 / 4 med mindre misklassifisering (se Figur 4.17 c). Svakheten til metoden er at i noen tilfeller der skyggen over bratte breer blir for mørke blir ikke disse riktig kartlagt. Bruk av metoden sammen med forholdsbilder for fjerning av misklassifiserte piksler, vil antageligvis fungere svært bra i områder med lite skygge, men for denne scenen er det høy risiko for at også bratte breer som er blitt kartlagt riktig av forholdsbilde 2 / 4 blir fjernet.

Filtrering av bremasken med et 3×3 medianfilter forbedrer brekartleggingen vesentlig, da breomkretsen gattes ut slik at den følger brekantene mer naturlig samtidig som isolerte misklassifiserte piksler fjernes (se forskjellene mellom Figur 4.17 c og d).

I Figur 4.17 (d) er de to beste breomkretsene vist sammen med et ortofoto med 0,5 meter romlig oppløsning. Breomkretsen følger breen bra i områder hvor lite endringer har skjedd siden satellittscenen og flyfotoet ble tatt. Det er derimot store endringer ved brefrontene, som er et resultat av nedsmelting. Ut fra bildet kan det se ut som brefronten til Bergsetbreen har delt seg i to, mellom de to bildetakningene (som brekreftes med de terrestrisk bildene (b) og (c) i Figur 4.16). Den delen av Bergsetbreen som er dekket av skygge helt sør i figuren, er blitt kartlagt riktig med satellittscenen.



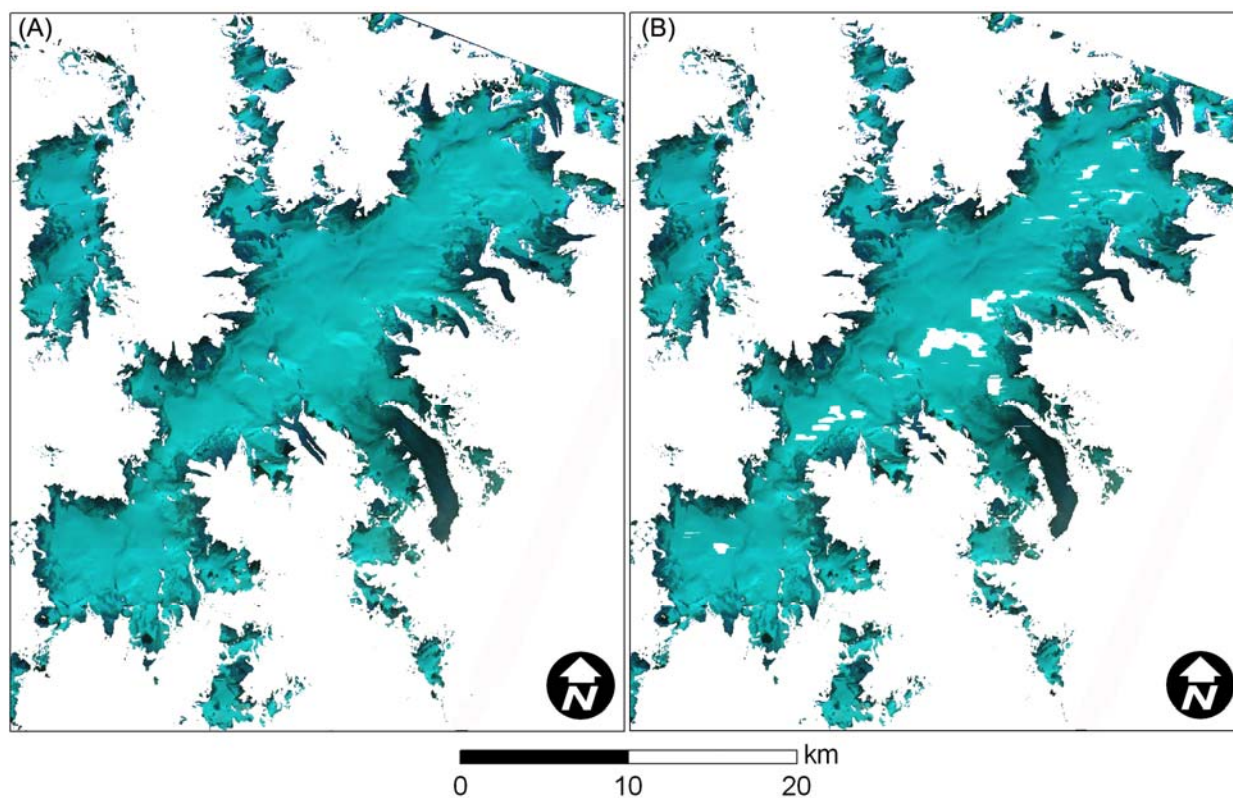
Figur 4.16. Terrestriske bilder av Bergsetbreen fra ulike datoer. Bilde (a) er fra 2006, (b) er fra 2003 og (c) er fra 2005. Stefan Winkler, Geografisk Institutt, Universitetet i Würzburg har tatt bilde (b) og (c).



Figur 4.17. Sammenligning av breomkretser opprettet fra ASTER-scenen fra 03.08.2002 med ulike kanal forholds bilder og terskler. I Figur (a), (b) og (c) er tersklene vist oppå en RGB-sammensetning av ASTER VNIR-kanalene 321. I figur (d) er tersklene vist på et ortofoto fra 12.08.2004 med 0,5 meter romlig oppløsning. Figur (d) viser at breomkretsen utledet fra ASTER-forholdsbilde 2 / 4 og fargekomponenten til IHS-fargeromtransformasjonen for kanal 4, 3N og 2 passer bra sammen med ortofotoet, men at brefrontene har smeltet en del tilbake i forhold til ASTER-scenen. I 1986 gikk det et isskred på 250 000 m³ fra Baklibreen (Be) som raste ned i Krundalen og traff stien nedenfor, som førte til at en familie på tre stykker omkom (NVE arkiv, 1989). Den andre brefronten hører til Bergsetbreen (Be). For et terrestrisk perspektiv se Figur 4.16.

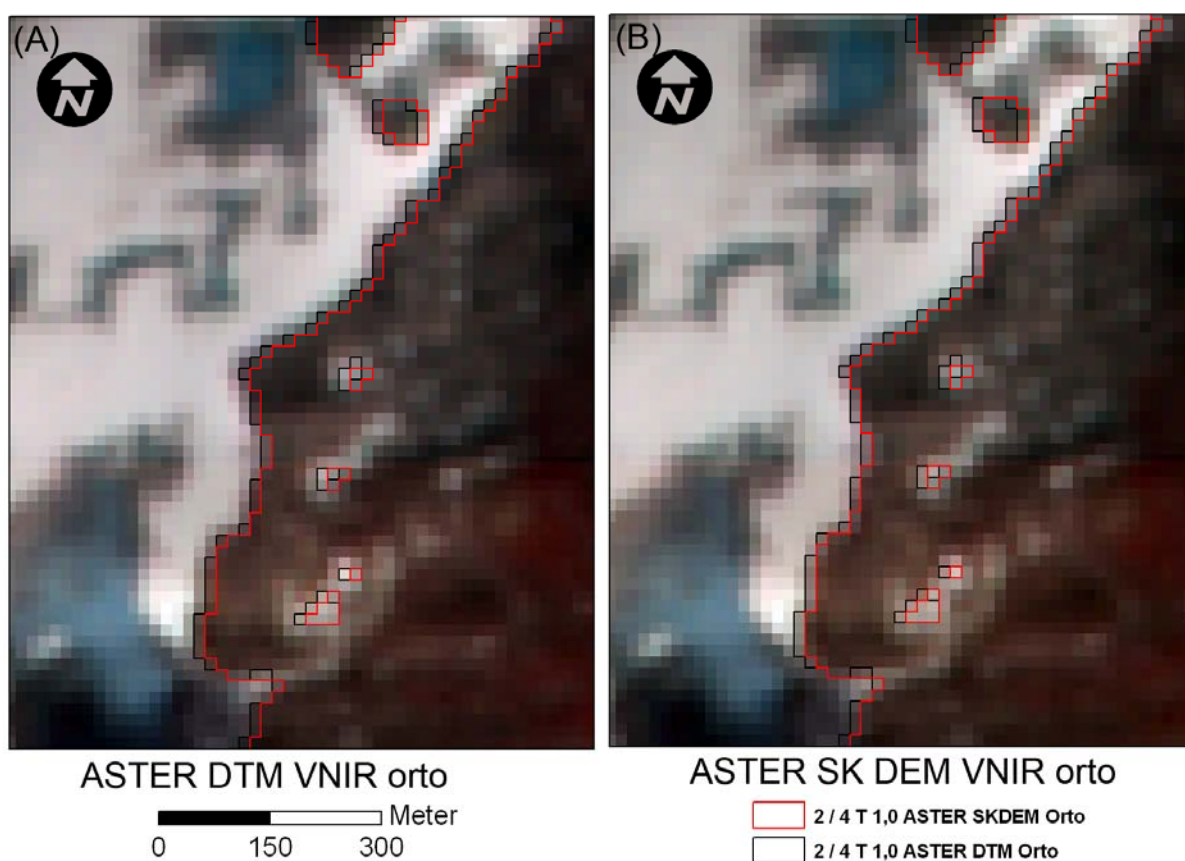
Brekartlegging ASTER-ortorektifisert med SK DEM vs. ASTER DTM

Forholdsbildekombinasjonen og segmenteringsterskelen som ga best resultater (kanal 2 / 4 terskel 1,0) ble anvendt både på kanalene ortorektifisert med SK DEM og ASTER-DTMen. Den største forskjellen mellom resultatbremaskene er hullene i bremasken opprettet fra kanalene ortorektifisert med høydemodellen generert ut fra ASTER-scenen. De fleste hullene i bremasken er lokalisert på toppen av breenes akkumulasjonsområde, mens det er vesentlig mindre hull ved brefrontene, hvor bratte og potensielt skredutsatte bredeler befinner seg (se Figur 4.18 b).



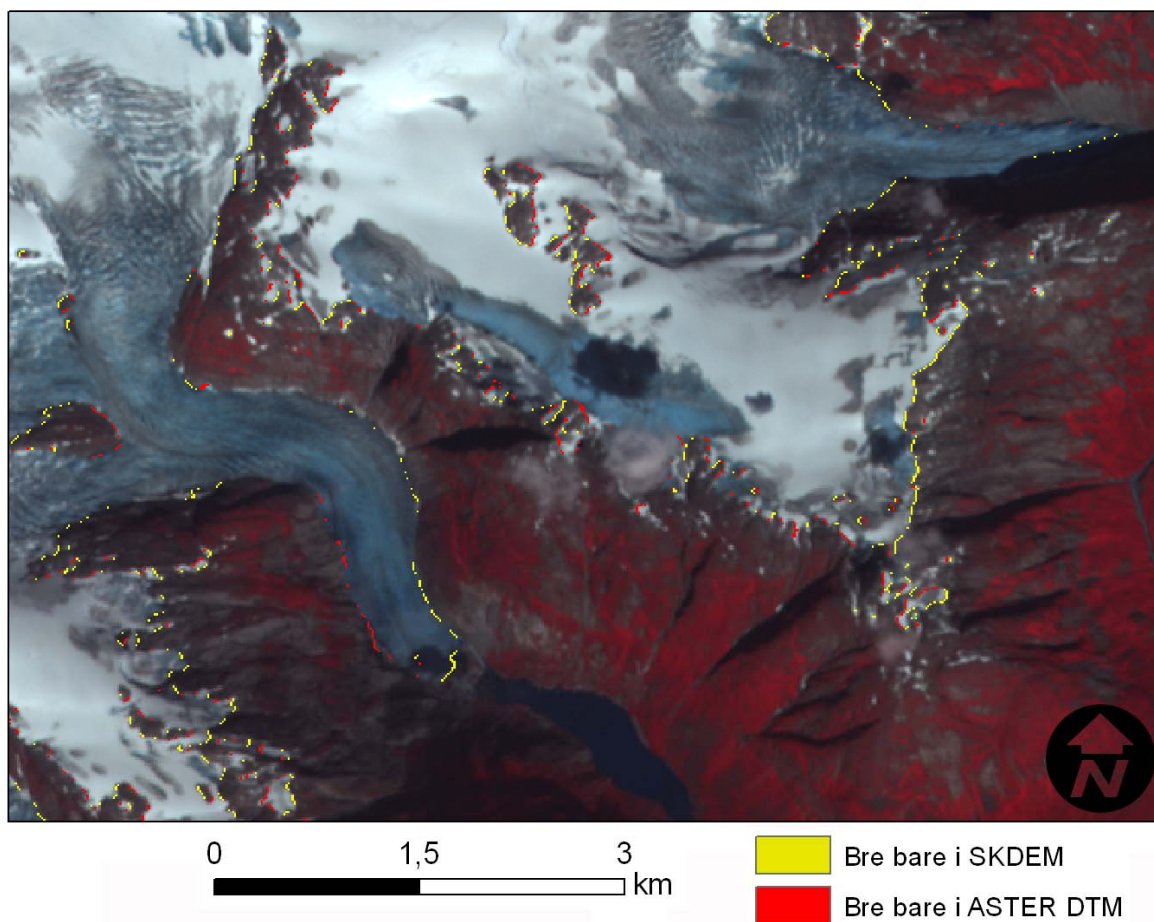
Figur 4.18. Figuren viser et utsnitt over Jostedalsbreen fra bremasken opprettet med ASTER forholdsbildekombinasjonen 2 / 4 og segmenteringsterskel 1,0. I figur (a) er kanalene brukt til forholdsbilde kombinasjonen ortorektifisert med Statens Kartverks høydemodell, mens i figur (b) er kanalene ortorektifisert med høydemodell generert fra ASTER-scenen. Bremasken er lagt opp på ASTER-scenen med RGB-fargesammensetning 432, og viser kartlagte breer. Hvite områder i figur (b) representerer huller i ASTER-DTM, som også fører til huller i ortorektifiseringen.

Ved nærmere betraktning av bregrensene opprettet fra de to ulike ortorektifiseringene, ser man i områder hvor det er vertikaldifferanser mellom de to høydemodellene benyttet for ortorektifisering, at det er små forskyvninger mellom breomkretsene. Figur 4.19 viser et utsnitt av ASTER-scenen hvor en forskyvning forekommer mellom bremaskene. Relativt sett for hvert ortorektifisert datasett kartlegges bre rett, men overføres den ene bremasken til det andre datasettet ser man tydelig en pikslstørrelse forskyvning (15m) i øst-vest-retning (se forskjellen mellom (a) og (b) i Figur 4.19).



Figur 4.19. Figuren viser et utsnitt av breomkretsen til ASTER-scenen, og forskyvningen av en piksel - størrelse øst-vest mellom ortobildene opprettet med ulike høydemodeller, (a) ASTER-DTM og (b) SK DTM. Den svarte breomkretsen hører til (a) mens den røde er forskjøvet med en pikselstørrelse østover i (a), mens det motsatte er tilfelle i (b) hvor den røde breomkretsen tilhører.

Generelt sett er det lite forskjeller ved brefrontene mellom ortorektifiseringene, noe som kan ses i Figur 4.20 der områder kun kartlagt som bre i ortorektifiseringen med SK DTM vises som gule, mens røde områder viser bre kun kartlagt med ortorektifiseringen med ASTER-DTM.



Figur 4.20. Figuren viser med fargekoder breområder som kun er kartlagt av ASTER scenen ortorektifisert med SK DTM eller DTMen generert ut fra ASTER-scenen. Fargekodene er lagt oppå en RGB-fargesammensetning av ASTER-321. Brefronten sør i figuren er Nigardsbreen.

Resultater fra brekartlegging med Landsat TM

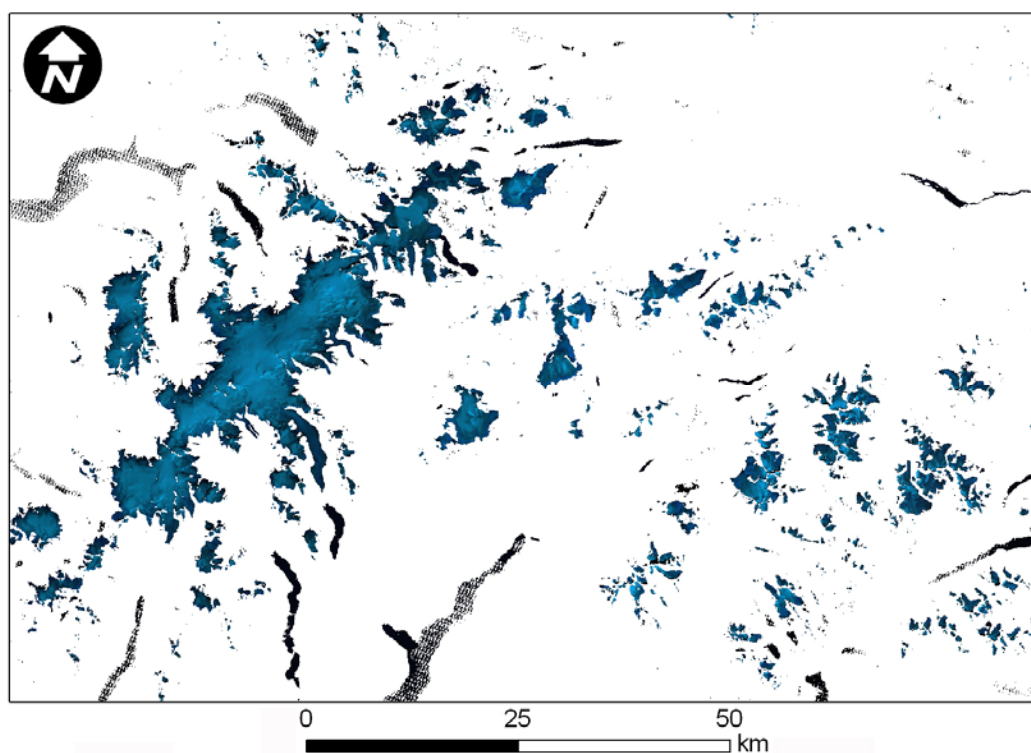
Resultatene fra hvilke metoder som er best egnet for brekartlegging med Landsat TM-sensoren er svært like som for ASTER-sensoren. Grunnen for dette er at kanalinnstillingen til sensorene i det elektromagnetiske spekteret nesten er identiske for de aktuelle kanalene (se Avsnitt 2.2.5), og at terrengforholdene er like.

Forholdsbildene opprettet med kanal 3 / 5 viser seg også for Landsat TM-sensoren og være den beste kombinasjonen for kartlegging av bre i skyggeområder, samtidig som den tar med miksede piksler. Svakheten til denne kombinasjonen sammenlignet med forholdsbildekombinasjonen 4 / 5 er at den er vesentlig mer sensitiv for vann, noe som ikke er så betydningsfullt når hovedhensikten er kartlegging av breer som befinner seg i bratt helning.

Segmenteringsterskelen som best skilte bre fra annet terreng med forholdsbildekombinasjonen 3 / 5 var for scenen over Jostedalsbreen 2,5 og for scenen i Jotunheimen 2,0 (se Figur 4.21).

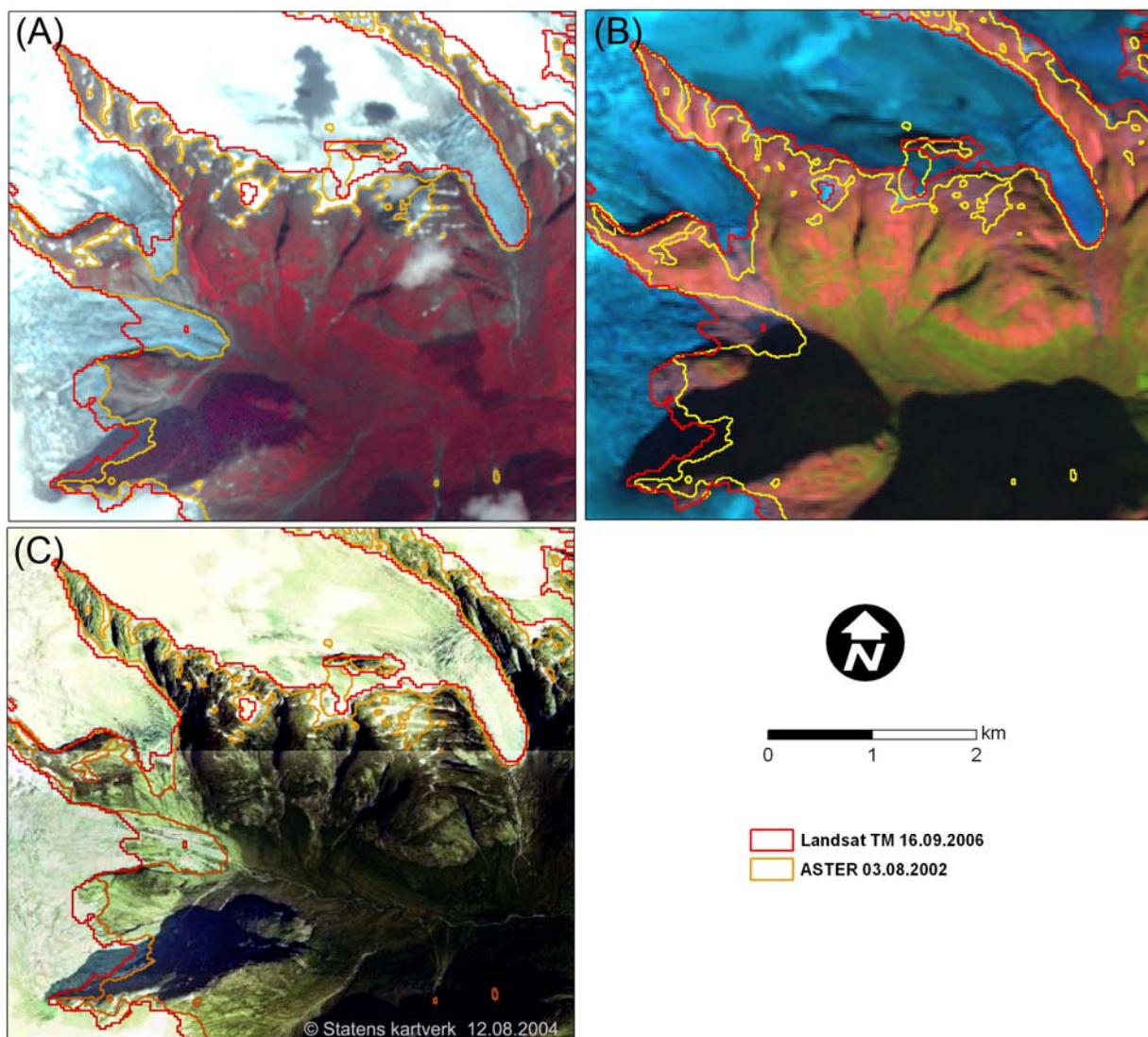
Utføring av DOS på kanalene brukt til oppretting av forholdsbildene, ga heller ikke for TM-scenene bedre resultater, og fører også her til at mindre miksede piksler tas med samtidig som det blir vanskelig å skille mellom bre og annet terreng i skyggeområder.

Farge komponenten til IHS-fargeromtransformasjon fungerte vesentlig dårligere for TM-scenene enn for ASTER-scenen, da skyggene i scenene var så mørke at det ikke gikk an å skille dem fra breområder. Bruk av fargekomponenten i tillegg til forholdsbilde for fjerning av misklassifiserte piksler, fungerte derfor heller ikke.



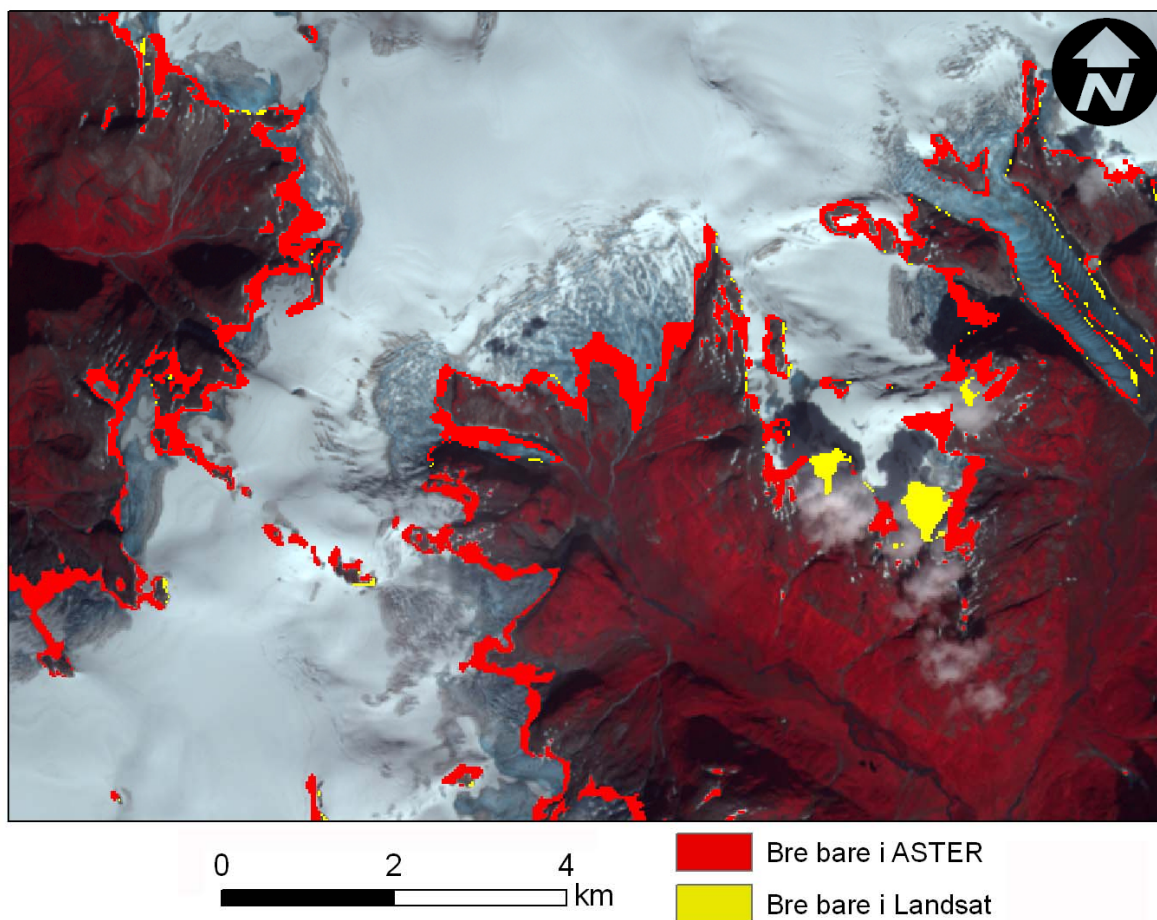
Figur 4.21. Et utsnitt av resultatet fra brekartleggingen med de to Landsat TM-scenene som dekker Jostedalsbreen og Jotunheimen. Bremasken er satt gjennomsiktig, og lagt oppå de to satellittscenene med RGB-fargesammensetningen 543. Bremasken er opprettet med forholdsbildene fra kanal 3 / 5 og segmenteringsterskelen 2,5 for scenen over Jostedalsbreen området, og 2,0 for scenen over Jotunheimen. Områder i figuren som framstår som helt mørke, representerer misklassifisering av vann.

I Figur 4.22 er breomkretsen kartlagt fra Landsat TM-scenen over Jostedalsbreen sammenlignet med breomkretsen fra ASTER-scenen. Det er vanskelig å sammenligne disse breomkretsene da breene har endret seg vesentlig mellom bildetakningene, samt at det i ASTER-scenen ligger igjen snøfener, som fører til at bregrensen tar med mange små snøtapper langs brekanten (se Figur 4.22. a i forhold til b). Sammenlignes derimot breomkretsen i områder der breen ikke har forandret seg, stemmer breomkretsene rimelig bra overens. Bregrensene kartlagt fra ASTER-sensoren er litt mer detaljerte og nøyaktige enn bregrensene kartlagt fra Landsat TM-sensoren, da oppløsningen er litt høyere. Det kan se ut som breomkretsen fra Landsat TM tar med litt for lite av brefronten til Baklibreen som ligger i skyggen helt sør i figuren, men det er svært vanskelig å fastslå dette på grunn av den mørke skyggen som er resultatet av lav solhøyde (se Figur 4.22 b). I Figur 4.22 (c) er breomkretsene drapert over et ortofoto for å gi et inntrykk av den absolutte kvaliteten av brekartleggingen som er bra for begge omkretsene der breendringer og snøforhold rundt breen ikke har endret seg vesentlig mellom takningene av bildene. Landsat TM-kartleggingen stemmer best overens med ortofotoet, da breene har endret seg minst mellom disse bildene (se Figur 4.16 for et terrestrisk perspektiv av breendringene og topografien i området).



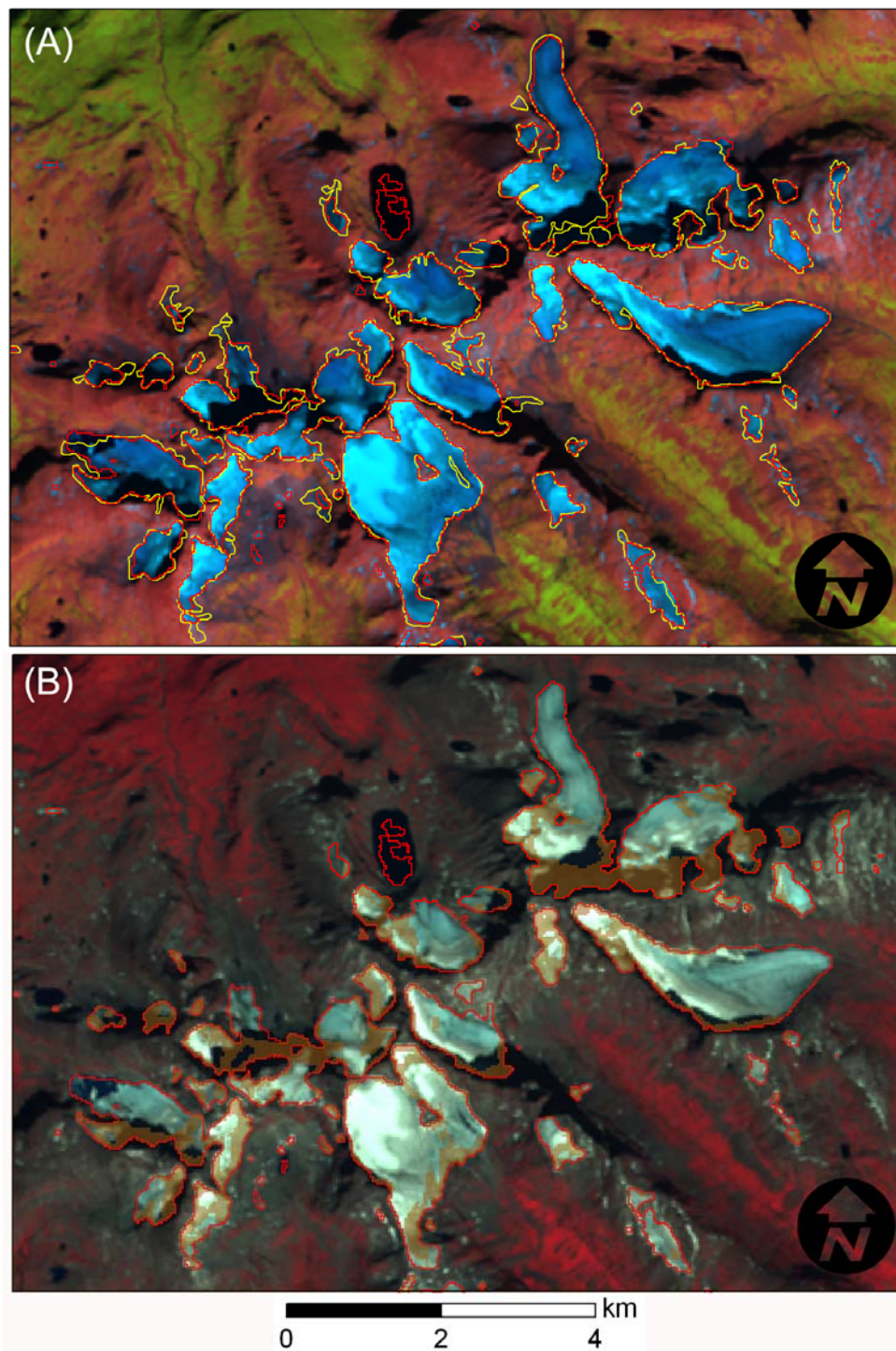
Figur 4.22. Sammenligning av breomkrets opprettet fra (a) ASTER-kanal 2 / 4 med terskelen 1,0 og (b) Landsat TM-kanal 3 / 5 terskel 2,5. (c) viser hvordan breomkretsene passer med et ortofoto fra 2004. (a) er en RGB-fargesammensetning av ASTER VNIR 321 og (b) er en RGB-fargesammensetning av Landsat TM 543. Tegnforklaringen viser fargen til breomkretsene og datoen til bildene de er opprettet fra. Se Figur 4.16 for et terrestrisk perspektiv av breendringene og topografien i området.

I perioden 2002 - 2006 har Jostedalsbreen smeltet vesentlig tilbake, noe som kan ses i Figur 4.23 der områder som var dekket av bre (noen av disse områdene er også snøfenner) i 2002 er røde mens områder hvor breen har gått fram vises som gult. De store gule områdene sørøst i figuren er ikke områder der breen har gått fram, men områder som er dekket av skyer i ASTER-scenen og dermed ikke kartlagt som bre. Det finnes også områder kun kartlagt i en scene da skygge kan føre til misklassifikasjon. Det er viktig å være klar over at ikke alle breene i scenen er kartlagt, da akkurat disse kan være potensielle skredbreer.



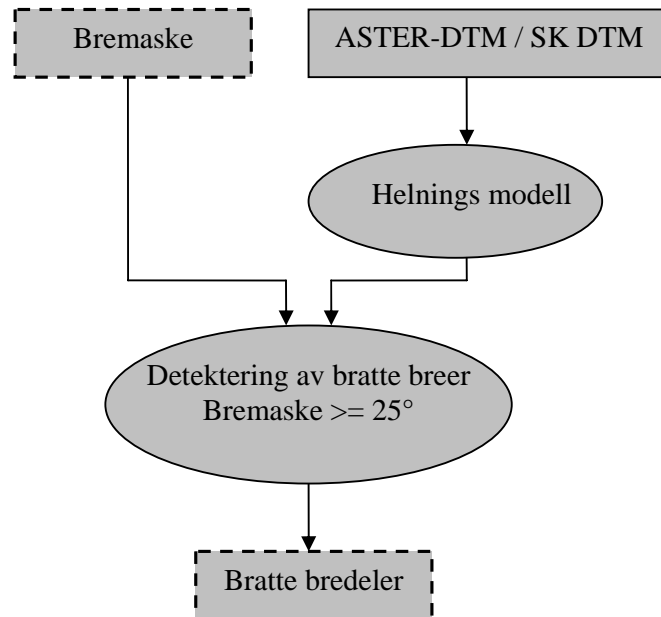
Figur 4.23. Figuren viser med fargekoder hvilke områder kartlagt som bre bare i ASTER eller Landsat TM-scenen. Rasteret med fargekodene vises oppå ASTER-scenen med RGB-fargesammensetningen 321.

I Figur 4.24 vises et utsnitt av Hurrungane fra Landsat TM-scenen over Jotunheimen, som er et område med alpin karakter. Flere av breene i området har deler lokalisert i bratt terreng (se Figur 4.24 b). Breomkretsen utledet fra scenen stemmer bra overens med bre N50-kartdata fra 1981, og kartlegger bratte breer i skyggeområder meget bra (se Figur 4.24 a).



Figur 4.24. Figuren viser et utsnitt fra Landsat TM-scenen fra 2003 over Hurrungane som er det området i Jotunheimen med mest gjennomført alpin karakter. (a) er en RGB-fargesammensetning av kanal 543, og viser breomkretsen opprettet med TM 3 / 5 med terskel 2,0 og et 3×3 medianfilter som røde linjer, og bre N50-kartdata fra Statens Kartverk som gule linjer. (b) viser en RGB-fargesammensetning av kanal 432, med Landsatbreomkrets (rød) og bredeler $\geq 25^\circ$ som brune overflater. Figuren viser at Landsat TM sensoren kartlegger bratte nordvendte breer som ligger i skygger bra.

4.6 Detektering av bratte breer og resultater



Figur 4.25. Figuren viser hvordan bremasken sammen med DTM brukes til detektering av bratte bredeler.

Detekteringen av bratte, potensielt skredutsatte breer gjøres ved kombinerende av en helningsmodell med bremaskene. Det blir opprettet helningsmodeller både fra den ASTER-genererte DTMen og SK DTM ved bruk av ArcGIS programvarens *Slope*-algoritme (se Avsnitt 2.3.1). Resultatet er et raster hvor hver piksel inneholder maksimal rate av forandring i verdi (grader), fra dette piksel til nabopikslene.

Detekteringen av potensielt kritiske bratte breer blir utført ved bruk av den laveste kritiske helningen registrert, som er 25° (Alean 1985), uavhengig av skredbrettype, bruddprosess og breenes basale istemperatur. Dette gjøres ved å hente ut alle bredeler i bremasken med en helning på 25° eller mer. Pseudokoden for rasteranalysen er (pikselverdi 1 betyr bre, 0 betyr ikke bre)

IF (helning >= 25°) AND (bremaske == 1) THEN pikselverdi = 1 else pikselverdi = 0.

Resultatene fra rasteranalysen må kvalitetskontrolleres før de benyttes til automatisk skredvurdering, da eventuelle feil/støy i høydedataene også medfører feil i helningsmodellen.

Kontrollen utføres med visuell betraktning av potensielle skredsoner, drapert over satellittbildet, slik at eventuelle feil kan oppdages ved betraktning av topografien i bildet.

Resultat fra detektering av bratte breer

Resultatet fra detektering av bratte breer med helningsmodellen opprettet fra ASTER-DTMen blir sammenlignet med resultatet fra helningsmodellen opprettet med SK DTMen for kvalitetskontroll. Feil i ASTER-DTMen fører til bratte gradienter i helningsmodellen som er mer følsom for støy. Dette medfører at mange breområder som i realiteten har liten gradient kan bli identifisert som bratte potensielle skredområder. Figur 4.26 a) viser resultatet fra detekteringen av bratte breer med helningsmodellen opprettet fra ASTER-DTMen sammenlignet med resultatet fra SK DTMen. Grønn farge viser områder hvor det ASTER-utledede resultatet er riktig, og dermed likt resultatet fra SK DTMen, mens gul farge viser områder som i realiteten ikke er bratte, men som er identifisert som bratte på grunn av vertikalfeil i ASTER-DTMen. Breområder som i realiteten er bratte, men som ikke har blitt identifisert som bratte, vises som røde områder.

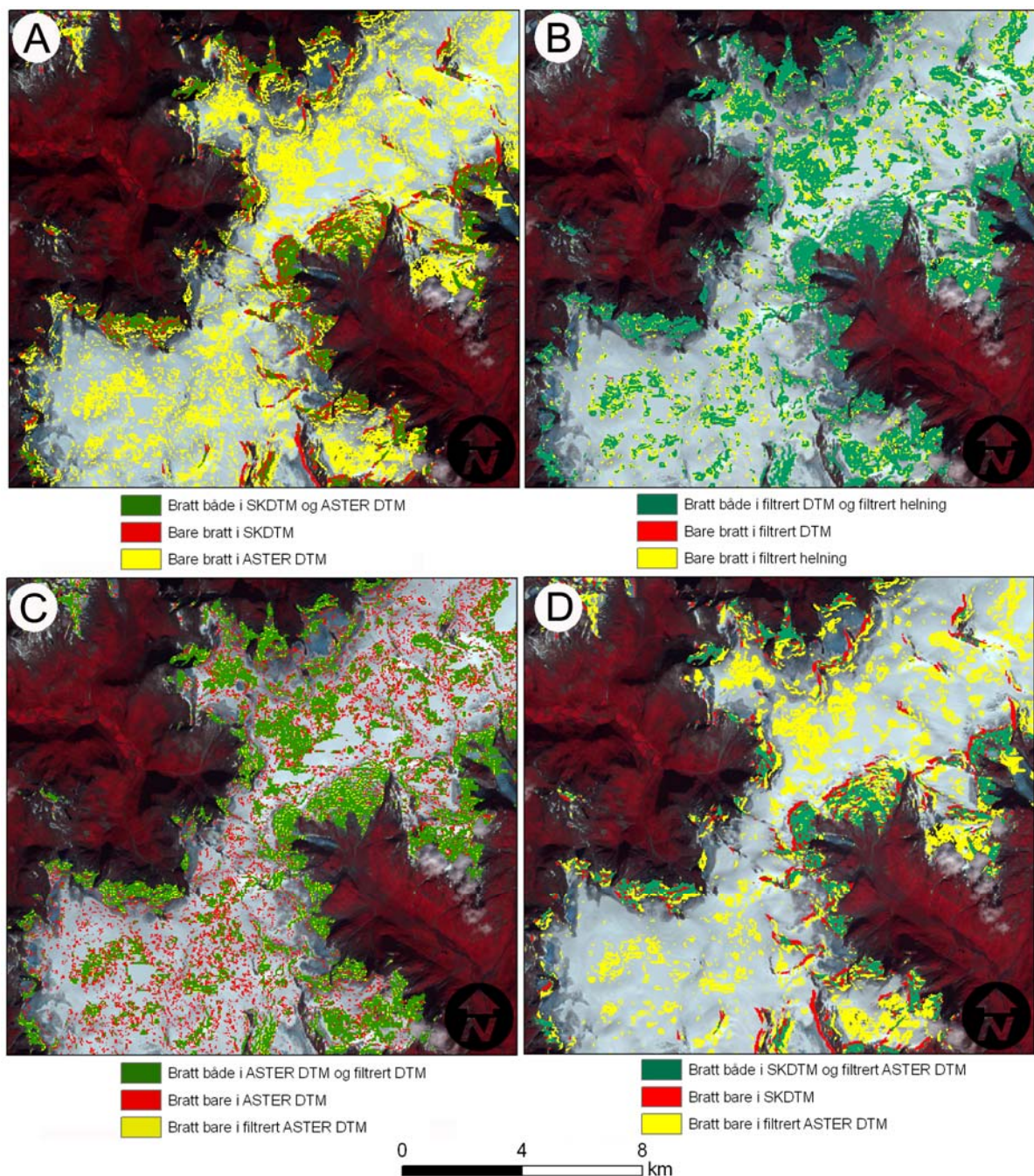
Langs brefrontene korrelerer resultatene rimelig bra, mens det i akkumulasjonsområdet på toppen av breen har oppstått mange feil. Disse feilene oppstår på grunn av lite kontraster, som vanskeliggjør bildekorrelasjonsprosessen i DTM-genereringen. Resultatet fra detekteringen kan på grunn av alle feilene ikke brukes automatisk til videre analyser, da størrelsesordenen av feilene er så betydelige at dataene ikke kan anses som pålitelige. Den eneste muligheten for bruk av disse dataene til vurdering av potensielt berørte skredområder er ved manuell tolkning, for å kontrollere om resultatet faktisk kan være en bratt potensiell kritisk bre. Noen av feilene i dataene kan reduseres ved bruk av ulike filterteknikker, men dette gjelder hovedsaklig kun feil bestående av et par piksler. Når feilene derimot er utbredt blant et stort naboskap av piksler som sammen former kunstige kjegleformede topper osv., som feil i ASTER-genererte DTMer ofte opptrer som, er det umulig å fjerne disse ved bruk av automatiske metoder.

Ved anvending av middelverdifilter enten på DTMen eller på helningsmodellen, som glatter ut modellen, kan bratte gradienter oppstått på grunn av vertikalfeil i enkeltpiksler reduseres. I Figur 4.26 b) sammenlignes resultatet fra et 3×3 middelfilter, anvendt både på ASTER-DTMen og direkte på den utledete helningsmodellen. Resultatet fra sammenligningen viser at

glatting av DTMen før helningsmodellen blir opprettet, fjerner feilidentifiserte bratte breer mer effektivt enn glatting direkte på helningsmodellen, da denne er mer sensitiv for støy.

Det er viktig å være påpasselig ved bruk av filterteknikker for fjerning av støy, da resultatet fra denne typen korreksjoner også kan føre til fjerning av gradienter som skal være bratte slik at potensielt kritiske breområder fjernes. Den filtrerte helningsmodellen sammenlignes derfor med den originale helningsmodellen i Figur 4.26 c), for å kontrollere at sannsynlige bratte områder langs brekantene ikke har blitt fjernet. Filtringen har ikke ført til vesentlig endring av bratte breer langs brekanten, da gradienten i disse områdene er jevnt bratte i pikselnaboskapet slik at helningen her blir jevnere bratt, og enkeltpiksler med mindre gradient (muligens på grunn av feil i DTM) blir brattere hvis nabopikslene er bratte. På toppen av breen er derimot gradienten i pikselnaboskapet jevnt over slak, slik at enkelt piksler med bratt gradient (sannsynligvis på grunn av feil i DTM) blir glattet ut.

Når resultatet fra bratte breer i helningsmodellen opprettet fra den filtrerte ASTER DTMen sammenlignes med resultatet fra SK DTMen i Figur 4.26 d), ser man tydelig at filteret har glattet ut og gjort bratte gradienter jevnere samtidig som mye av feilene på toppen av breen er fjernet. Ved å sammenligne denne figuren med Figur 4.26 a), ser man effekten av den filtrerte modellen i forhold til den originale ufiltrerte helningsmodellen. Fra utsnittet vist i Figur 4.26 har 3×3 middelfilteret forbedret resultatet med 0,95 % som tilsvarer et areal på 108 900 m², og fjernet 32,8 % av feilene som tilsvarer et areal på 14,45 km² som har oppstått på grunn av feil i helningsmodellen.



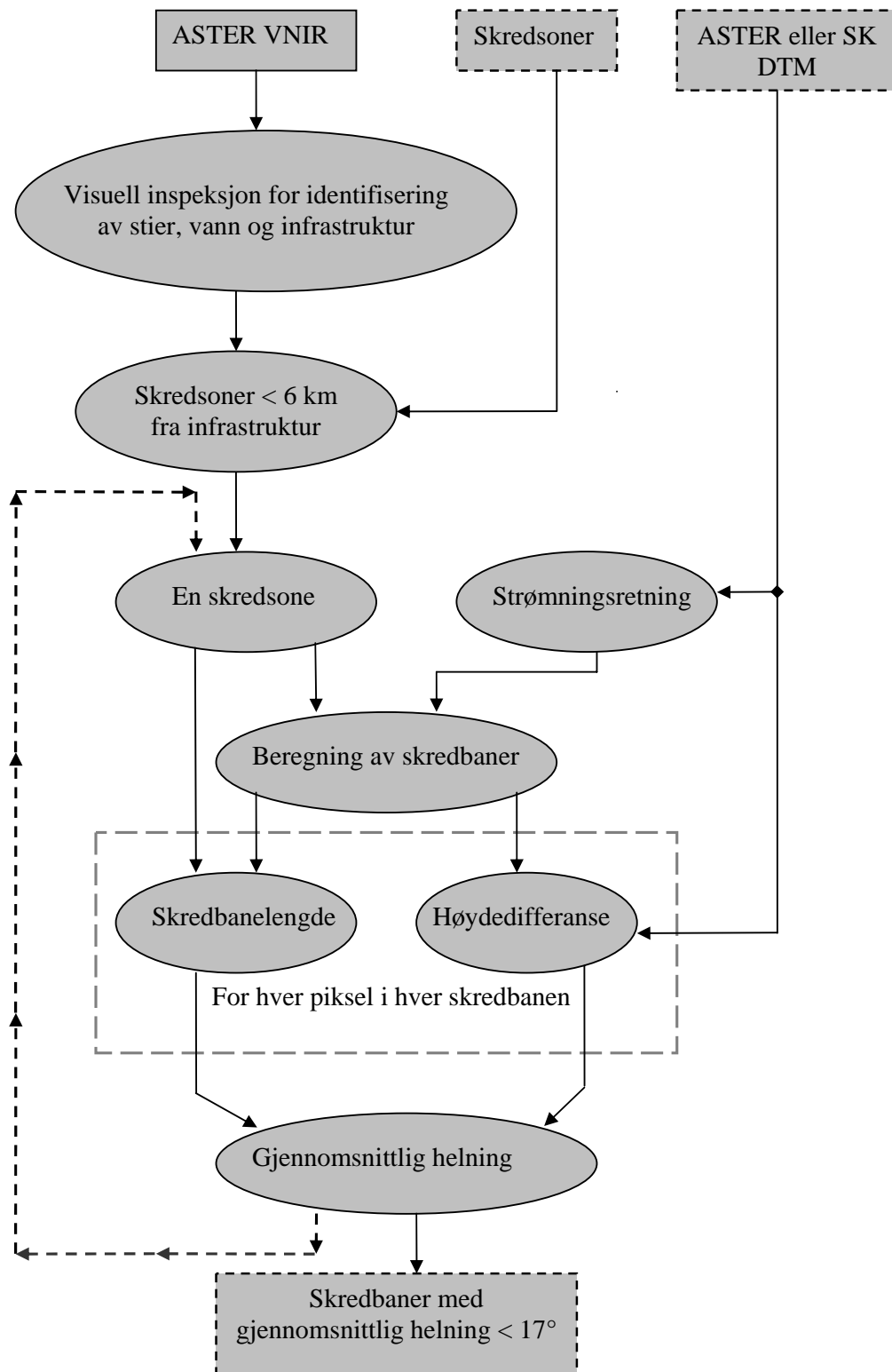
Figur 4.26. Sammenligner, for et utsnitt over Jostedalsbreen, bratte potensielt kritiske breer mellom helningsmodellen opprettet fra SK DTM og helningsmodellen opprettet fra ASTER-DTMen med og uten filtrering. Fargekodene vises over en RGB-fargesammensetning av ASTER 321. A) sammenligner bratte breområder kartlagt ved bruk av helningsmodell opprettet fra SK DTM og ASTER-DTM uten filtrering. B) viser hvilke effekt på bratte breer et 3×3 middelverdifilter har dersom det brukes på ASTER-DTMen før høydemodellen opprettes, i forhold til bruk direkte på helningsmodellen. C) sammenligner bratte breer med eller uten bruk av et 3×3 middelverdifilter på ASTER-DTMen. D) sammenligner forskjellen mellom bratte breområder ved bruk av en helningsmodell opprettet fra SK DTM i forhold til en opprettet fra ASTER-DTM etter bruk av et 3×3 middelverdifilter.

4.7 Vurdering av potensielt skredutsatte områder og resultater

Analysene av potensielt skredutsatte områder utføres ved bruk av modeller som er opprettet i programmeringsspråket *python* og bruker verktøy som er tilgjengelig i ArcGIS 9.2. Modellkodene er vedlagt som appendiks 8.2.

Det første steget i vurdering av potensielt skredutsatte områder, er identifisering av vann, stier og infrastruktur som kan bli rammet av skred fra breer. Dette kan enten gjøres ved å identifisere denne typen objekter med beliggenhet 6 km fra potensielle skredsoner, eller ved å identifisere skredsoner 6 km fra objektene. Denne analysen er det første steget i vurderingen. Neste steg er modellering av skredbaner fra de identifiserte skredsonene. Dette gjøres med to tilnærminger etter hvilke kartdata som er tilgjengelig, og størrelsen på områdene analysene skal utføres for.

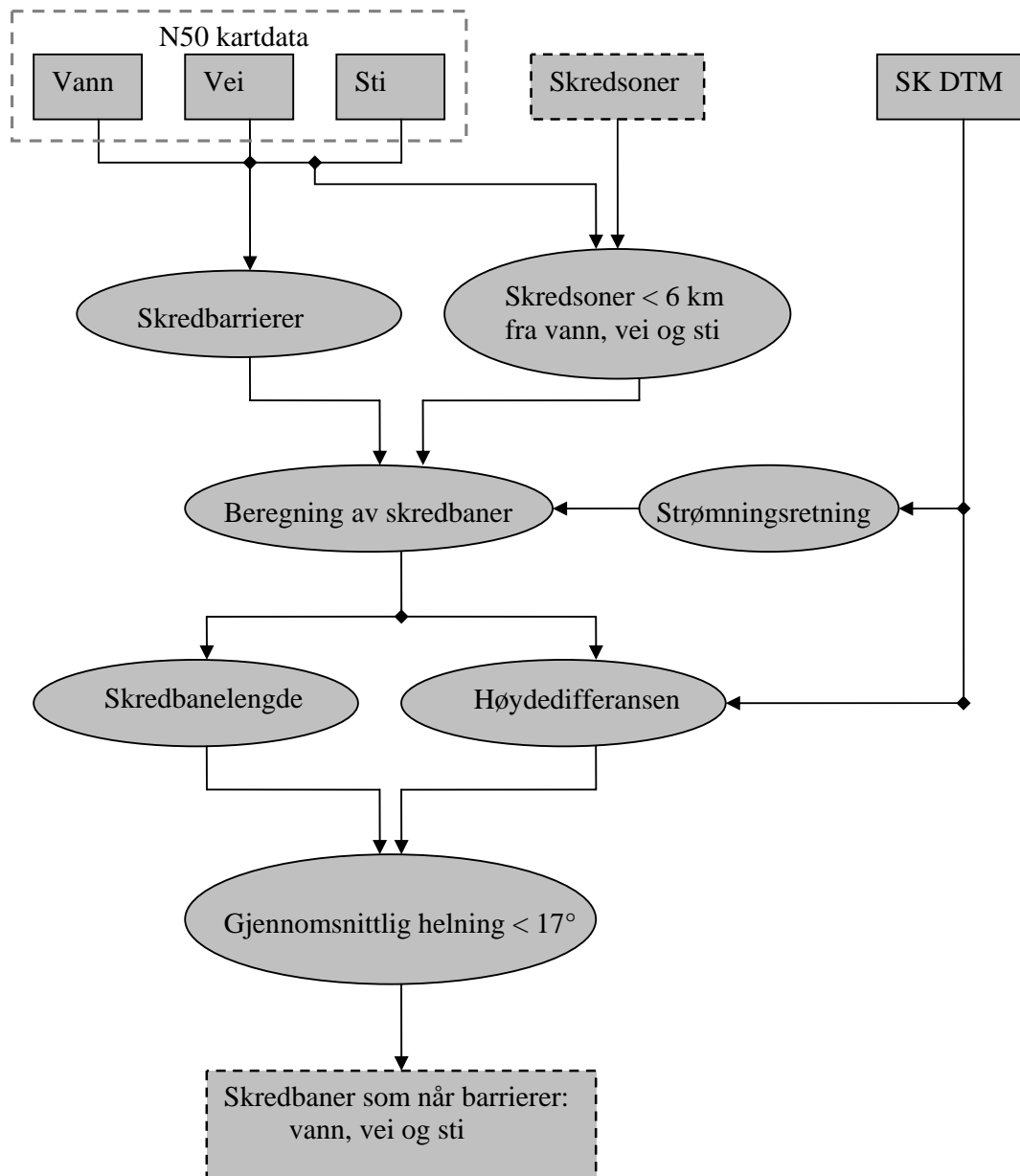
Den ene tilnærmingen (modell 1) tar kun for seg ASTER-generert data, og velger ut et testområde, hvor vann, stier, infrastruktur og andre objekter som kan indikere menneskelig aktivitet forsøkes å identifiseres ved visuell inspeksjon av ulike RGB-fargesammensetninger av ASTER VNIR-kanalene. Disse objektene markeres, og bratte bresoner innenfor en omkrets på 6 km (buffer) identifiseres. På grunn av at denne skredanalysen skal være uavhengig av andre data enn de generert fra ASTER-sensoren, finnes det ingen kartdata som kan brukes som barrierer for skredbanene. Dette betyr at skredbanene beveger seg helt til terrenget blir flatt, eller til det laveste terrengpunktet er nådd. På grunn av dette vil omtrent alle skredbanene fra alle skredsonene innen et området tilslutt overlappe hverandre, noe som vanskeliggjør beregning av den gjennomsnittlige helningen til skredbanen fra en skredsone. Får å unngå dette problemet beregnes skredbanene og den gjennomsnittlige helningen til skredbanen for ett skredområde om gangen, ved å lage en løkke i skredanalyse modellen som gjentar beregningene for alle de identifiserte skredsonene (se Figur 4.27).



Figur 4.27. Et forenklet flytdiagram til modell 1 som beregner skredlengder uten bruk av barrieredata.

Modell 1 ble kjørt både med SK DTMen og med ASTER-DTMen som høydegrunnlag, slik at resultatene fra ASTER-DTMen kunne valideres. Skredbanene blir beregnet ved først å beregne strømningsretningene i DTMen med D8-algoritmen (ArcGIS verktøyet *Flow Direction*) til alle pikslene i DTMen som på forhånd er gjort hydrologisk riktig ved å fylle igjen alle søkk (ArcGIS verktøyet *Fill*). Før skredbanen ble beregnet på grunnlag av ASTER-DTMen ble middelfilter (3×3 og 5×5) anvendt for glatting av overflaten for å oppnå mer naturlige skredbaner. Når strømreringene er beregnet, blir skredbanene fra hver enkel skredsone beregnet med strømreringene som grunnlag (ArcGIS verktøyet *Cost Path*). Den gjennomsnittlige skredbanehelningen beregnes ved å måle skredbanens lengde (ArcGIS verktøyet *Cost Distance*) fra skredsonen for hver piksel, og måle høydedifferansen fra skredsonens middelvei i forhold til høyden i hver piksel i skredbanen. Ved å dele skredbanen som inneholder høydedifferanse med skredbanen som inneholder avstand fra skredsone, blir den gjennomsnittlige helningsvinkelen til hver piksel i skredbanen beregnet. En terskel verdi på 17° brukes for avgrensing av skredlengden. Se appendiks 8.2.1. for *python*-koden til modellen.

Når vurderingen av potensielt skredutsatte områder skal gjøres for et stort område hvor kartdata er tilgjengelige, benyttes en annen og mindre ressurskrevende tilnærming (modell 2). Modell 2 bruker N50-kartdata som veier, stier og vann til identifisering av bratte bresoner i 6 km omkrets, og som skredbarrierer. Barrierene stopper skredbanene slik at sjansene for overlappende skredbaner fra mange skredsoner minsker. Når denne tilnærmingen brukes, og man kun er interessert i skred som når fram til skredbarrieren, kan skredbanene og deres helning beregnes for alle skredbaner og hele skredbanen i én beregning (se Figur 4.28)



Figur 4.28. Et forenklet flytdiagram til modellen 2 som beregner skredbaner som treffer barriere N50-kartdata.

Identifiseringen av skredsoner i modell 2 gjøres ved å opprette en 6 km omkrets rundt alle kartdata som skal brukes som skredbarrierer (ArcGIS-verktøyet *Buffer*), og deretter hente ut skredsonene som ligger innefor denne omkretsen (ArcGIS-verktøyet *Extract by Mask*). Strømningsretningene beregnes for hele SK DTMen ved å bruke D8-metoden (ArcGIS-verktøyet *Flow Direction*) med kartdataene som maske/barriere. Skredbanene beregnes deretter ved å bruke strømningsretningene som grunnlag for skredbanenes bevegelsesretning og skredsonene som skredbanenes startsoner. Lengden til skredbanene beregnes ved å

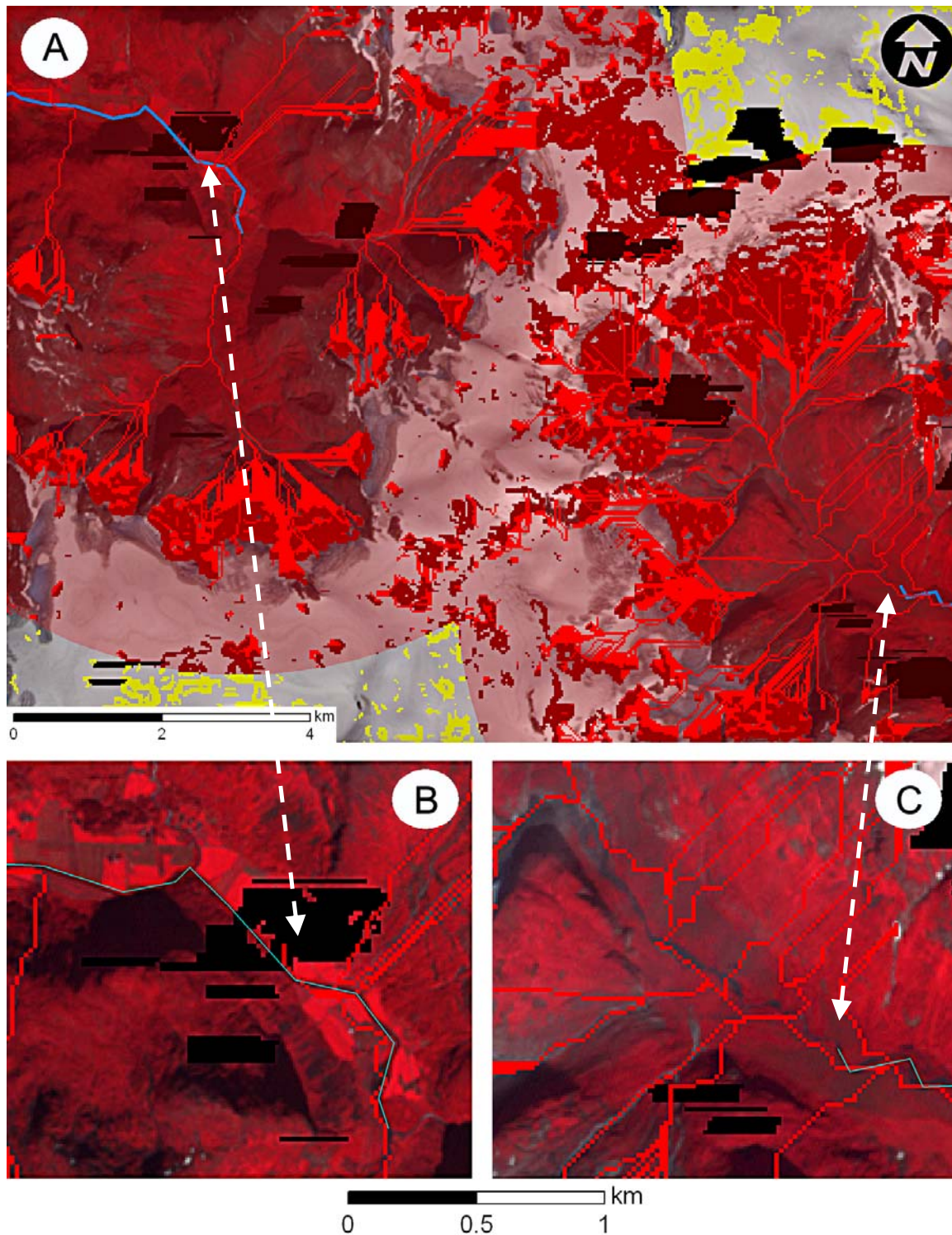
beregne lengden fra skredsonen til skredbanens sluttunkt (ArcGIS-verktøyet *Cost Distance*), og høydedifferansen fra skredsonens høyeste punkt til skredbanes laveste punkt beregnes ved å bruke skredbanen som en maske der høyderekkevidden innen skredbanen hentes ut fra SK DTMen (ArcGIS-verktøyet *Zonal Statistics* med *Range* som statistikktype). Resultatet fra disse beregningene er to sett med skredbaner, hvor alle pikslene i den ene skredbanen inneholder skredbanens totale lengde, mens den andre inneholder skredbanens totale høydedifferanse. Den gjennomsnittelige helningen til skredbanene beregnes ved å dele skredbanene som inneholder høydedifferanse med skredbanene som inneholder lengde. Nå kan skredbaner med en gjennomsnittlig helning under 17° fjernes, og skredbanene som når ulike kartdata barrierer kan identifiseres og tilegnes kartdataenes id og type (f.eks. vei og type vei, ArcGIS-verktøyet *Cost Allocation*). For lettere identifisering av hvilke skredbaner som kommer i kontakt med kartdata barrierene, er en 50 meters omkrets lagt rundt kartdataene. Dette betyr at skred som ikke treffer, men som kommer innen for den 50 meters omkretsen blir registrert som treff. Dette anses som en fornuftig antagelse, da naturlige skredbaner sannsynligvis ville spre seg og danne en skredvifte. Se appendiks 8.2.2 for *python*-koden til modellen.

Resultatvurdering av potensielle skredutsatte områder

Resultatene fra vurdering av potensielt skredutsatte områder, er delt i to der modell 1 er fra et testområdet mens modell 2 er for hele studieområdet. Modell 1 er en modell som skal kunne være uavhengig av andre kartdata enn de utledet fra fjernanalysedata, men for testing av skredbaner generert ut fra ASTER-DTMen og validering av resultatene er modellen også kjørt med SK DTM som høydegrunnlag for identifisering av skredsoner og til modellering av skredbaner. N50-kartdata er også brukt for kontroll, for å danne et inntrykk av hvilke menneskerelaterte objekter som kan identifiseres ut fra visuelle betraktningen av ASTER-scenen. Modell 2 er kun kjørt på Landsat TM-scenene med SK DTM som høydegrunnlag og N50-kartdata for identifisering av skredbaner som treffer innsjøer, veier og stier. Målet med denne modellen er å gjøre en regionalskala vurdering av potensielle skredutsatte områder for hele studieområdet. Det er bare vist utsnitt av resultatområdene i dette kapittelet, mens resultatet for hele området er vedlagt som appendiks 8.3.

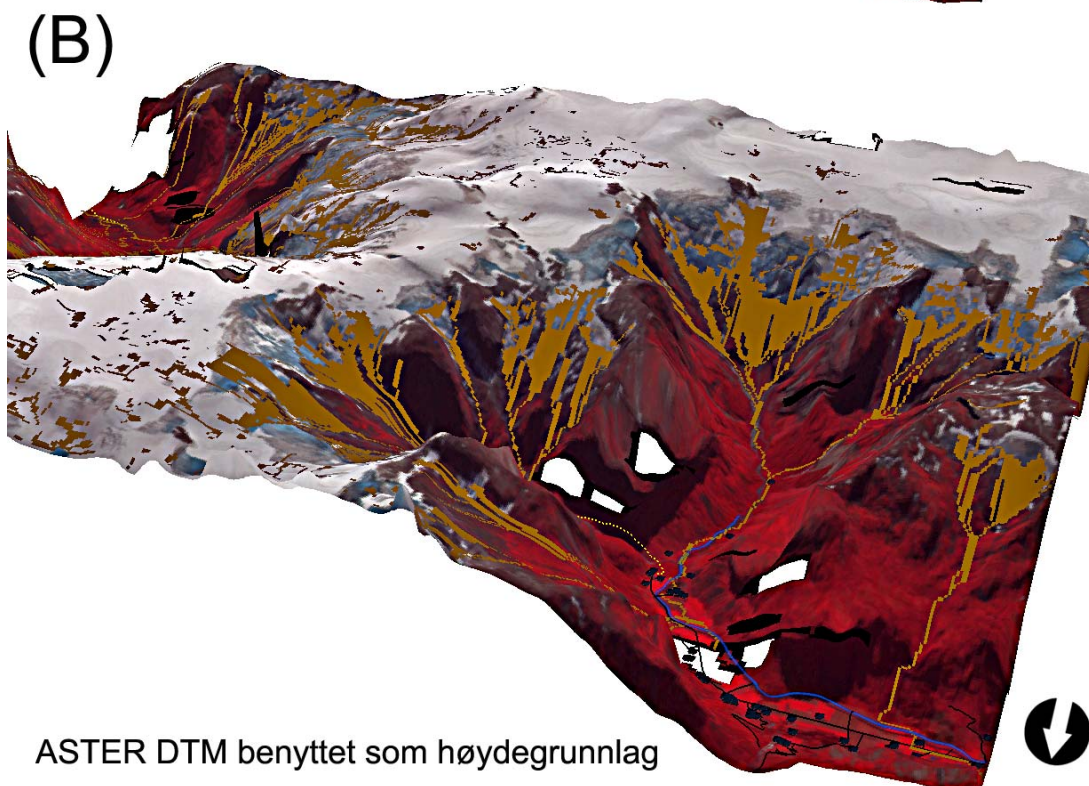
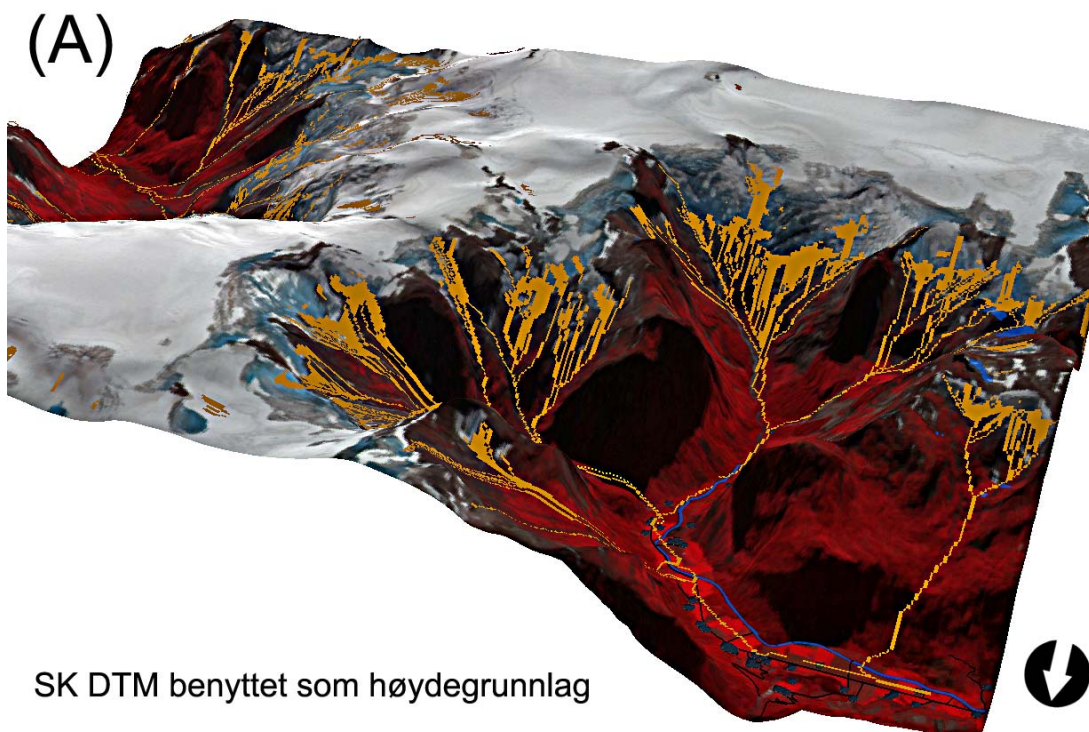
Resultater fra Modell 1

For testing av modell 1 ble et testområdet over Jostedalsbreen valgt ut hvor breer som drenerer mot nordvest ender opp i Stardalen, mens breer som drenerer mot sørøst ender i Langedalen. I dette området er det bratt topografi, og flere potensielle breskredsoner. Ved visuell inspeksjon av ASTER VNIR-kanalene, ble flere landbruksområder og veier oppdaget langs en elv i Stardalen. Det ble digitalisert en vektorlinje langs elven, med den antagelsen at den største delen av bebyggelse og veier lå i nærheten (se Figur 4.29 a og b). I Langedalen var elver synlige, så det ble digitalisert en vektorlinje langs elven ned i dalen med antagelsen at det muligens gikk stier langs elven (se Figur 4.29 a og c), og at et skred som treffer elven kan demme opp og muligens danne innsjøer. Slike oppdemte innsjøer kan utgjøre stor fare, da barrieren som regel brytes og kan føre til store flommer og triggering av nye skred (jordras osv.) med potensielt lang rekkevidde. Ut fra vektorlinjene ble det opprettet en 6 km omkrets som ble brukt til å plukke ut potensielle bre skredsoner som det ble modellert skred fra med modell 1 (se Figur 4.29 a). Ved visuell betraktning av skredbanene sammen med ASTER VNIR-bildet, ser man at flere av landbruksområdene og veiene blir truffet av skredbanene. Det er også innsjøer som ligger helt oppe ved skredsonene som blir truffet av skredbanene. Dette kan føre til utløsning av nye skred hvis det oppstår et utbrudd fra innsjøene.



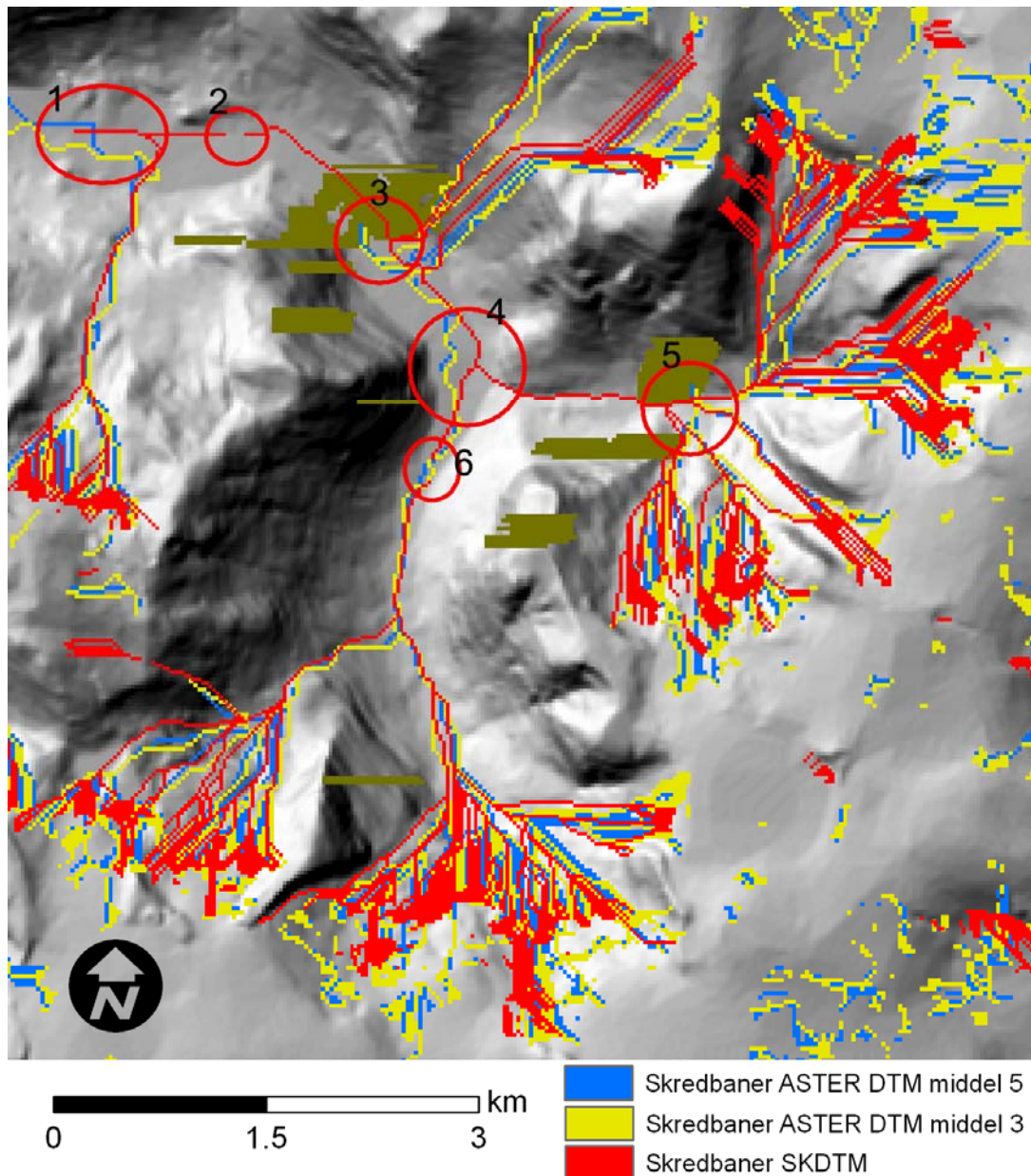
Figur 4.29. Skredanalyse kun ved bruk av data utledet fra ASTER-sensoren for et utsnitt av scenen over Jostedalsbreen. a) og b) viser hvordan menneskerelaterte objekter er identifisert i Stardalen og Langedalen ved visuell inspeksjon av ASTER VNIR-kanal 321 RGB-fargesammensetning, og hvordan vektorlinjer er opprettet for identifisering av skredsoner innen 6 km omkrets. a) viser hvordan skredsoner innen en 6 km fra vektorlinjene er plukket ut (mørke røde) og brukt til modellering av skredbaner fra, mens gule områder er skredsoner ekskludert fra skredanalysen da de er utenfor 6 km omkretsen.

Resultatene fra modell 1 med ASTER-DTM og SK DTM er vist i Figur 4.30 som 3D-perspektiv av Stardalen sammen med N50-kartdata (vei, elv, bygg og innsjø) for å gi et bedre inntrykk av topografien i området, og forskjellene mellom DTMen. Ut fra figuren ser vi at skredbanene fra ASTER-DTMen stemmer rimelig bra sammen med SK DTMen, og at den visuelle antagelsen som ble gjort for identifisering av menneskerelaterte objekter stemmer rimelig bra sammen med N50-kartdataene. Skredbanene fra modellene krysser veier flere ganger og ligger tett inntil flere bygg. Ved å betrakte startsonene til skredbanene er det tydelig at det forekommer flere skredsoner i ASTER-DTMen, noe som også kommer tydelig fram på toppen av breen. De store vertikalfeilene som forekommer i nordvendte skråninger kommer svært tydelig fram i figuren, men har ikke en vesentlig påvirkning på skredanalysen for dette området.



Figur 4.30. 3D-perspektiv av Stardalen med skredbanene opprettet fra modell 1 sammen med N50-kartdata. Figur a) viser ortorektifisering og høyder ved bruk av SK DTM, mens figur b) viser ortorektifisering og høyder generert ut fra ASTER-scenen. De svarte prikkene nedi dalen viser bygg, svarte linjer viser veier, prikkete gule linjer viser sti, mens blå farge viser elver og vann. Svarte og brune flekker i b) forekommer på grunn av vertikalfeil i ASTER-DTMen.

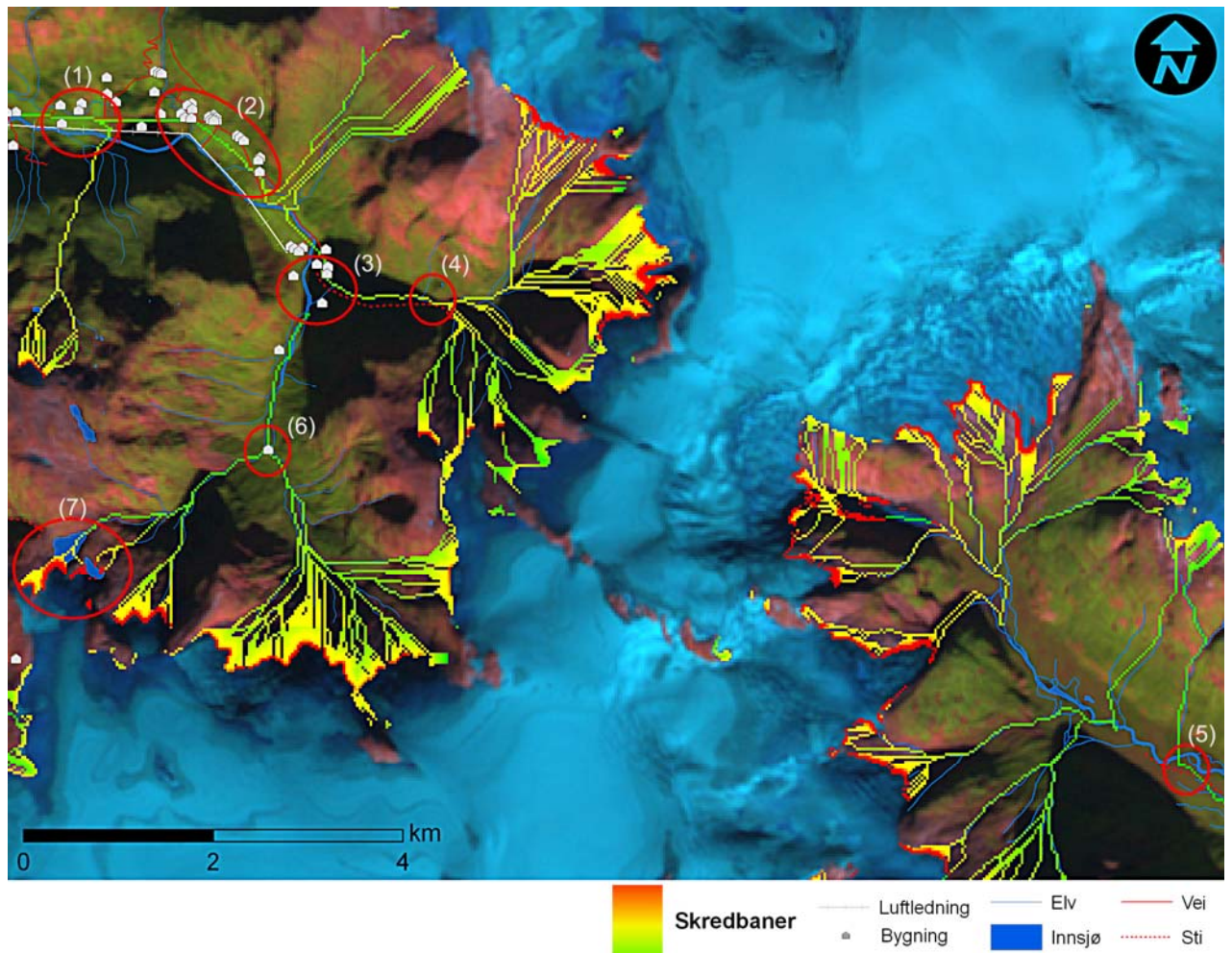
Modell 1 ble kjørt både med datagenerert kun fra ASTER-DTM (skredsoner og DTM) og datagenerert kun med SK DTM, slik at skredbanene fra ASTER-DTMen kunne sammenlignes med SK DTMen. For å se effekten glatting av DTMen hadde på skredbanene, ble det kjørt en modell der ASTER-DTMen var glattet med et 3×3 middelfilter, og en med et 5×5 middelfilter. Figur 4.31 viser skredbanene til de tre modelltilnærmingene. Ut fra figuren kan man se glattingen på ASTER-DTMen gir litt forskjellige skredbaner, og at skredbanene som er opprettet på DTMen glattet med et 5×5 middelfilter (blå skredbaner) svinger mindre og passer dermed bedre sammen med skredbanene fra SK DTMen (røde skredbaner) enn de skredbanene fra ASTER-DTMen glattet med 3×3 middelfilter (gule skredbaner). I noen tilfeller er det store forskjeller mellom skredbanene glattet med ulike filterstørrelser, da skredene velger helt forskjellige løp, da enkelte høydebarrierer i DTMen glattet med størst filter kan forsvinne. Den største forskjellen mellom skredbanene glattet med ulike filter og SK DTMen oppstår i flatere områder hvor den gjennomsnittlige helningsvinkelen minsker (se 1, 3 og 4 i Figur 4.31). Dette gjør det vanskelig å presist anslå om skredbanene vil treffe mindre objekt som hus som ofte ligger i flatere områder. I disse områdene vil et skred spre seg utover, noe denne modellen ikke kan simulere, da D8-metoden kun velger en retning. Dette betyr at objekter som skredbanen går forbi, i virkeligheten kan blir truffet da skredet muligens ville spredd seg. Den største svakheten til skredbanene modellert på grunnlag av ASTER-DTMen er hullene (brune områder i Figur 4.31), som fører til at skredbaner som treffer disse stopper (se 3 og 5 i Figur 4.31). En svakhet med selve skredmodellen er fjerning av skredbaner som når helningsterskelen på 17° . Hvis helningen til skredbanen blir bratt slik at den gjennomsnittlige helningen igjen kommer over terskelen etter at helningen har nådd terskelen og stoppet, vil skredbanen fortsette videre. Dette fører til brudd i skredbanen, og skredbaner som ikke kommer fra en skredsone (se 2 og 6 i Figur 4.31). I testområdet skjer dette kun med skredbanene beregnet med SK DTMen, da helningen i denne modellen stort sett er slakere enn ASTER-DTMen. Dette fører generelt sett til at skredbanene stort sett er lengre i ASTER-DTMen enn SK DTMen. Skredbanene opprettet fra ASTER-DTMen følger stort sett skredbanene fra SK DTMen rimelig bra, og ser vi bort fra hullene som fører til brudd, kan skredbanene fra ASTER-DTMen brukes til vurdering av potensielt skredutsatte områder.



Figur 4.31. Figuren sammenligner 3 skredbaner vist over en skyggemodell beregnet fra SK DTMen, som går fra Jostedalsbreen og ned i Stardalen beregnet med modell 1. Blå skredbaner er beregnet på ASTER-DTMen filtrert med et 5×5 middelfilter, gule skredbaner beregnet på ASTER-DTM med 3×3 middelfilter og røde skredbaner er beregnet fra SK DTMen. Sirkel 1, 3 og 4 viser flatere områder der skredbanene velger ulike løp. Sirkel 3 og 5 viser områder hvor skredbaner fra ASTER-DTMen stopper opp når de treffer hull (brune områder) uten data. Sirkel 2 og 6 viser skredbaner fra SK DTM med brudd.

Modell 1 ble også kjørt med skredsonene utledet fra Landsat TM-scenen, og med SK DTMen som høydegrunnlag. Ut fra TM-scenen med 30×30 meters romlig oppløsning er det vanskelig å identifisere objekter som kan indikere menneskelig aktivitet, derfor blir N50-kartdata brukt

for å se om skredbanene treffer veier, bygg, stier og innsjøer (se Figur 4.32). Det er mindre skredsoner i TM-scenen på grunn av bedre snøforhold (mindre snøflekker), men skredbanene blir likevel svært like som for ASTER-scenen når skredbanene samles lengre ned i dalene. Når skredbanene sammenlignes med kartdataene, kommer det tydelig fram at flere bygninger, veier og stier ligger i selve skredbanen eller så nær at de sannsynligvis ville blitt berørt dersom et eventuelt skred ville fulgt skredbanene (se sirklene 1, 2, 3, 4, 5 og 6 i Figur 4.32). Det er også noen innsjøer som blir truffet av skredbaner (se sirkel 7 i Figur 4.32). Hvis et skred i virkeligheten hadde truffet disse innsjøene ville dette antagelig ført til utbrudd som kunne resultert i store skred, eller en tsunami som også kan føre til store skader. Ved å sammenligne de gjennomsnittelige helningsvinklene til skredbanene mellom SK DTMen og ASTER-DTMen ved treffpunktene til kartdataobjektene, kommer det tydelig fram at skredbanene fra ASTER-DTMen stort sett har en brattere vinkel, noe som betyr at ASTER-DTMen stort sett er litt for bratt og overestimerer skredbanelengdene. Hvis et av skredsenariene for Stardalen (dalen nordvest i Figur 4.32) hadde forekommet, ville det vært store sjanser for at mennesker eller infrastruktur ville blitt berørt.



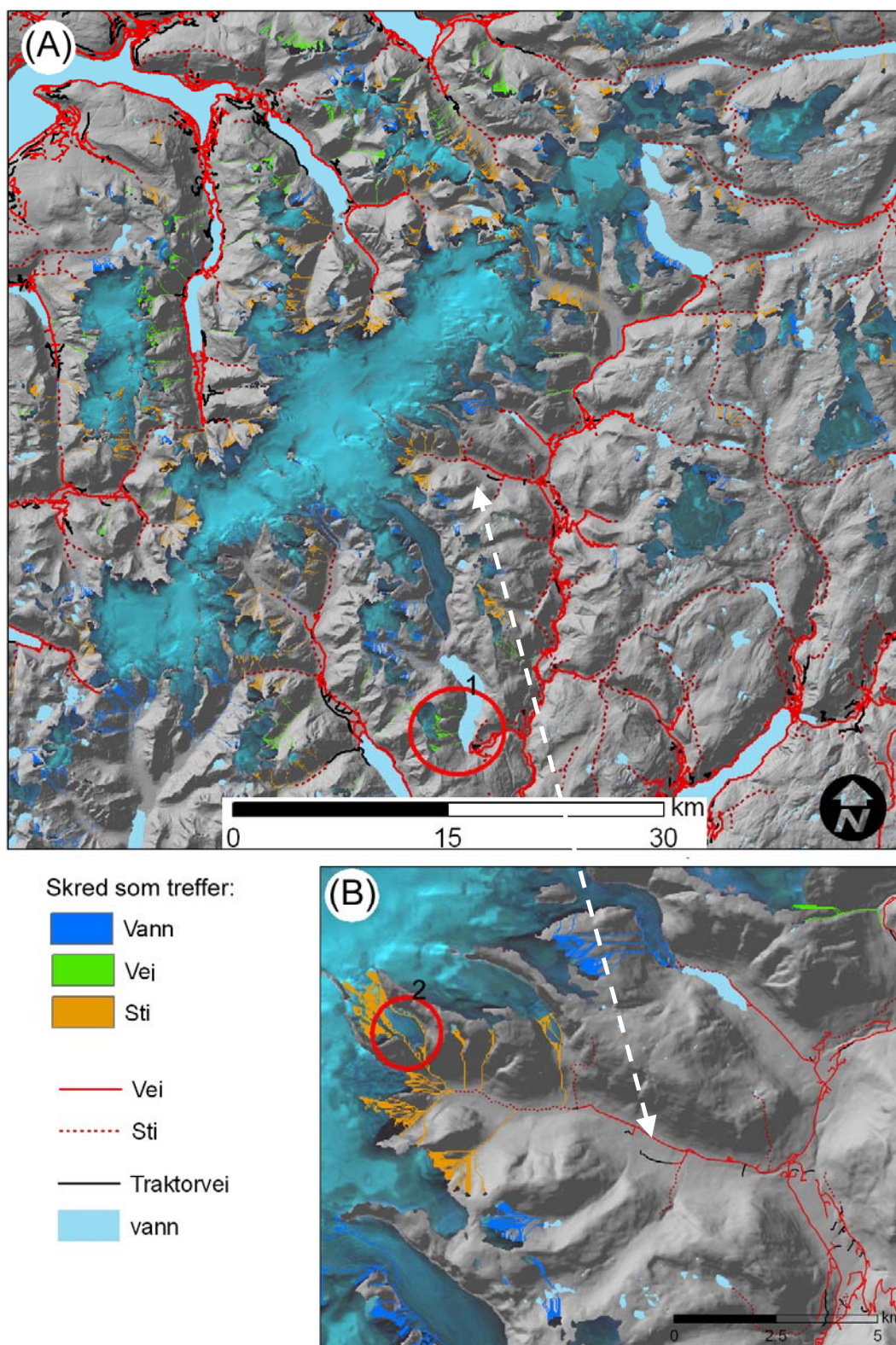
Figur 4.32. Figuren viser skredbanene modellert fra modell 1 med skredsoner fra Landsat TM-scenen og SK DTMen som høydegrunnlag. Skredbanene er vist sammen med N50-kartdata over en RGB-fargesammensetning av TM-kanalene 543. Fargene på skredbanene gir en indikator på den gjennomsnittlige helningen, med rød som bratt og mindre bratt mot grønn. Sirklene viser områder hvor skredbanene treffer kartdata objekter.

Resultater fra Modell 2

Hensikten med modell 2 er å gi et overblikk over berørte vann, veier og stier ved et ”verste skred tilfelle scenario”. Kun skredbaner som treffer kartdata objekter blir vist, og markert med hvilke type objekter som blir truffet. En stor svakhet til modellen er hvis skredbaner fra ulike skredsoner samles før de treffer en barriere, blir skredbanene behandlet som om de kom fra samme skredsone. Dette betyr at høydedifferansen blir beregnet fra skredsone med høyest høyde, mens skredlengden blir beregnet fra hver enkelt skredsone, noe som fører til at skredbanelengdene kan bli overestimert dersom en skredsone med lavere høydeverdi ligger langs skredbanen slik at høydedifferansen blir overestimert. Siden flere skredsoner kan bli

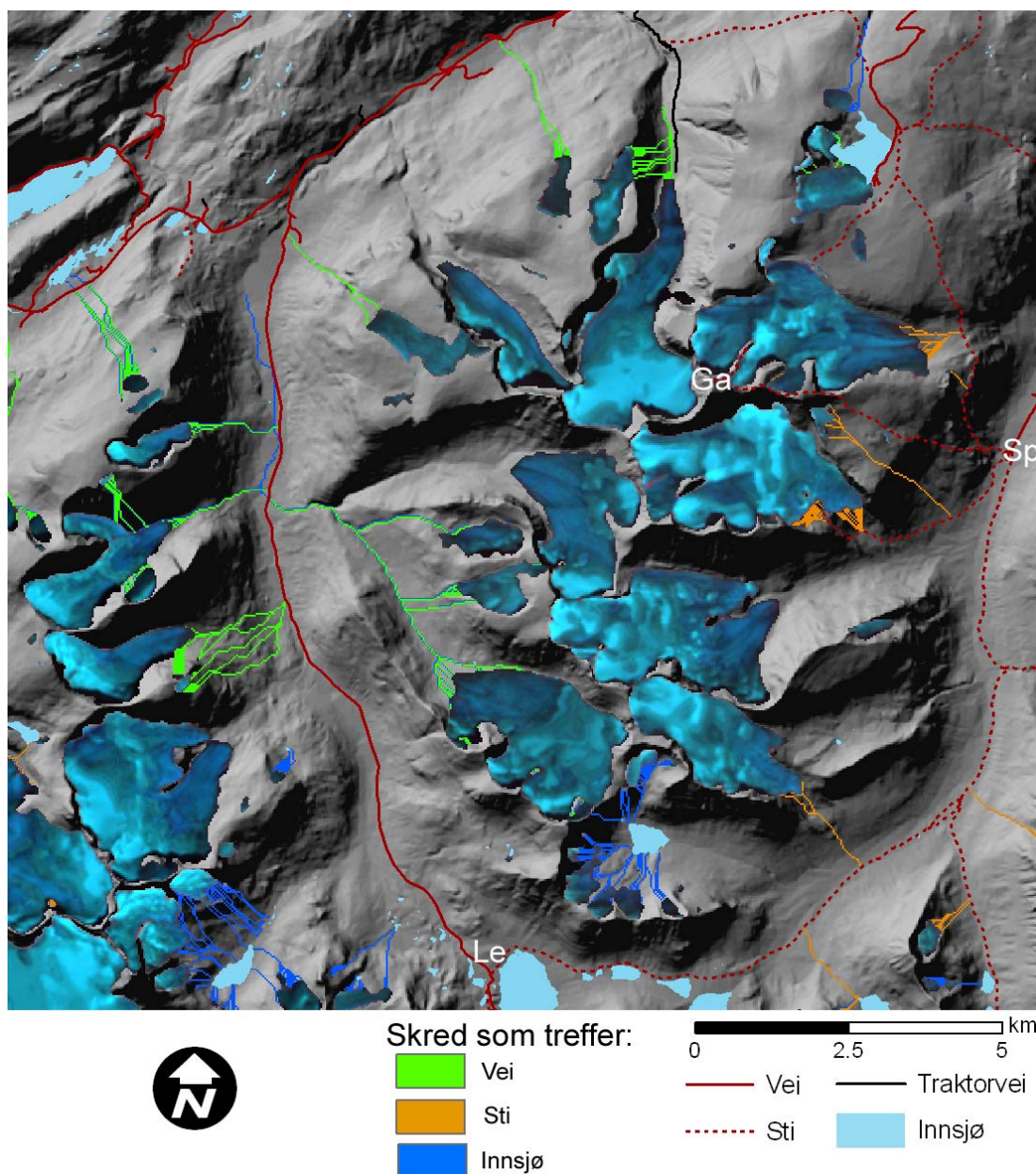
knyttet sammen gjennom skredbanene, betyr dette at skredene kan gå i ulike retninger og treffe flere typer kartobjekter. Skredbanene kan kun få id'en til et kartobjekt, dette betyr at iden til skredene som markerer hvilke kartobjekt som blir truffet ikke nødvendigvis er riktig for alle skredbanene (se sirkel 1 i Figur 4.33 a). Skredbane idene kan derfor bare brukes som en indikator, mens nærmere visuell betraktning må utføres for å bestemme om skredbanene også kan treffe andre kartobjekt.

Figur 4.33 viser et utsnitt av resultatet fra modell 2 over Jostedalsbreen. I dette utsnittet er det flere skredbaner som treffer veier, stier og vann. Sirkel 1 i Figur 4.33 a) viser et eksempel på skredbaner som har fått feil kartobjektid. Fargen (grønn) viser at disse skredbanene skal treffe vei, noe skredet antagelig gjør hvis det går over vannet som ligger mellom veien og skredbanen. Her har skredbanen truffet både vei og vann, og id'en en fra veien er brukt til markering. I dette tilfelle skulle skredbanen blitt markert med id'en til vann som er det første som blir truffet. Figur 4.33 b) vises et forstørret utsnitt av Krundalen hvor Baklibreen ligger (se sirkel 2). Fra denne breen gikk det et isskred på 250 000 m³ fra i 1986, som tok livet av en familie på tre som gikk tur på stien under. Ut fra figuren kan man også se at den modellerte skredbanen treffer stien.



Figur 4.33. Resultatet fra modell 2 over et utsnitt fra Jostedalsbreensscenen. Breene er klippet ut fra TM-scenen og lagt over en skyggemodell beregnet fra SK DTMen. Fargene på skredbanene viser hvilke kartobjekt skredbanene treffer. b) viser et nærbilde av Krundalen hvor Baklibreen som har et kjent historisk isskred er markert med sirkel 1.

Figur 4.34 viser resultatene fra modell 2 for et utsnitt av Jotunheimenscenen, med Leirdalen i vest og Visdalen i øst. Det ligger to populære turisthytter i området, Leirvassbu (Le) og Spiterstulen (Sp), og den kjente fjelltoppen Galdhøpiggen (Ga). Dette er populære steder som hyppig er besøkt av turgåere. Også i dette området er det flere vann, veier og stier som blir truffet av de modellerte skredbanene.



Figur 4.34. Resultatet fra modell 2 for et utsnitt av Jotunheimenscenen. Dalen vest i figuren er Leirdalen og dalen øst er Visdalen. Le og Sp står for turisthyttene Leirvassbu og Spiterstulen, og Ga står for Galdhøpiggen.

5 Diskusjon

Denne oppgaven presenterer metoder for identifisering og vurdering av potensielle glasiøle skredfarer i glasiøle miljø basert på fjernanalysedata og GIS. Fokus er derfor på utvikling, testing og demonstrasjon av teknikker og metoder for en førsteordens farevurdering, istedenfor å gjøre detaljerte farevurderinger og oppretting av farekart. Regionalskala studier som dette muliggjør identifisering av hvor farer kan forekomme. Resultatene her kan dermed brukes til å finne områder hvor mer nøyaktig feltarbeid og analyser bør utføres for å definere de virkelig utsatte fareområdene.

5.1 ASTER-generert DTM

Generering av DTM fra ASTER-sensoren er en økonomisk gunstig måte å opprette høydemodeller på, da en ASTER-scenen koster ca 500 kr, og noen scener kan også lastes ned gratis. I tillegg har sensoren en nesten global dekning med en temporær oppløsning på 16 dager. Disse egenskapene sammen med den romlige oppløsningen og stereogeometrien, gjør DTM-generering fra sensoren til en viktig ressurs for kartlegging, analyser og overvåkning av glasiøle prosesser.

Med bruk av PCI Geomatica programvaren, er DTM-genereringen fra ASTER-scenen en rask og enkel prosess. Den mest tidkrevende og viktigste delen av prosessen ved DTM-genereringen er innsamling av nøyaktige GCP'er og TPer. Kvaliteten, antallet og spredningen er avgjørende for beregning av den matematiske satellittmodellen som igjen har en stor innvirkning på den relative og absolutte kvaliteten til DTMen. San (2005) viste viktigheten av antall GCP'er ved DTM-generering fra ASTER-sensoren med PCI Geomatica, da en økning fra 30 til 60 GCP'er førte til en 37 % økning av DTM-punkter innenfor en ± 30 meters vertikalnøyaktighet fra referansemodellen. I denne oppgaven ble N50-kartdata brukt til innsamling av GCP'er, men for områder hvor det ikke eksisterer kart eller andre kilder for GCP'er, kan scenens geolokasjon som er inkludert i deklarasjonen til bildefilen brukes (Kääb 2005a). Dette vil ikke gi like bra nøyaktighet, men muliggjør DTM-generering over et nesten hvilket som helst område.

Den horisontale nøyaktigheten til modellen er bra, og har en RMS-verdi på rundt én piksel-størrelse (15 m), den vertikale nøyaktigheten er derimot ikke like bra. Terrengdekke og topografi som fører til vertikalfeil i DTMen er i hovedsak knyttet til spektralt homogene

områder, områder skjult for den bakoverseende sensoren og i områder med bratt gradient. Disse feilkildene har også blitt observert i flere andre ASTER DTM-genererings studier (f.eks. Kääb 2002, Toutin 2002, Eckert et al. 2005, Ok og Turker 2005). Den totale vertikale nøyaktigheten til DTMen er generelt sett dårligere enn resultater oppnådd i tidligere studier (e.g. Kääb 2002, Toutin 2002, Eckert et al. 2005, Ok og Turker 2005), men sammenlignes kun nøyaktigheten i områder uten ovennevnte feilkilder, er kvaliteten i bedre samsvar med andre studier. Det kan derfor virke som om ASTER-scenen benyttet representerer et av de verste scenarioene for DTM-generering, da store deler av scenen representer potensielle feilkildeområder, som bidrar til å trekke ned DTMs totale kvalitet. Mye snø og skydekte områder i scenen, reduserer mulige områder GCPer kan plasseres og vanskeliggjør en optimal spredning horisontalt og vertikalt. Den totale nøyaktigheten til ASTER-DTMen kunne derfor muligens vært bedre ved et økt antall GCPer.

Oppretting av flere DTMer fra den samme scenen med ulike parametere, og kombinerings av disse på en best mulig måte, førte til en nøyaktighetsøkning. For å oppnå enda bedre nøyaktighet kunne enda flere DTMer opprettes med andre parametre og kombinasjoner, da det finnes mange mulige kombinasjoner og mulige måter for kombinere de opprettede DTMe for å oppnå et mest mulig nøyaktig resultat. Manuell editering av den opprettede DTMen kan også bedre resultatet en del, da områder i bildet med skyer og dis kan fjernes slik at disse ikke bidrar til grove feil. Vannflater kan digitaliseres eller klassifiseres og settes til rette høyder enten ved bruk av kartdata eller ved å anta at den pikselen rundt vannet med minst høyde representerer høyden til vannflaten. Dette vil redusere hullene i modellen, samt at grove feil som har en tendens til å oppstå rundt hullene kanskje hadde blitt fjernet. Den ortorektifiserte scenen vil da ikke inneholde hull over vann, som i videre analyser kan skape problemer. Manuell editering av høyder er også mulig ved betrakting av stereobildene i stereo. Da kan brukeren selv opprette høydepunkter som kan brukes til forbedring av den automatiske bildekorrelasjonen. Hvis det for det aktuelle området eksisterer andre fjernanalysedata som kan brukes til generering av høydedata, kan disse dataene kombineres med ASTER-DTMen, for tetting av hull og fjerne grove feil. Kääb (2005a) kombinerte en ASTER generert DTM med en SRTM-DTM (se Avsnitt 4.3.2). Denne kombinasjonen førte til en mer komplett modell samt eliminering av grove feil. På denne måten kan bra egenskaper til radarsensoren og den optiske sensoren benyttes samt at svakhetene til en viss grad kan unngås (f.eks. er InSAR ikke like følsom for spektralt homogene områder som DTM-generering fra optisk sensor)

Filtertechnikker kan også brukes til å glatte ut modellen og dermed fjerne grove feil. Ulempen med filter er at de fjerner terrengdetaljer, og kan føre til endret gradient i helningsmodellen. Det er derfor ikke ønskelig å anvende filter på DTMen, men hvis feilene i modellen påvirker resultatet av videre analyser i den grad at disse ikke kan brukes, kan filter anvendes med forsiktighet for å se om dette har en positiv effekt på resultatet.

Den viktigste delen av DTM-genereringsprosessen er muligens evaluering av resultatet slik at modellens nøyaktighet og svakheter er kjent. Resultatene fra analyser hvor DTMen benyttes kan derved vurderes ut fra et bedre grunnlag, samt at det gir et mer realistisk syn på modellens potensielle bruksområder. Ortorektifisering av bildene som danner stereoparet, og sammenligning av disse visuelt, gir et innblikk i DTMens nøyaktighet og bør anses som en nødvendig del av DTM-genereringsprosessen.

DTMen kan ikke brukes til automatisk regional vurdering av potensielle befarer, da grove feil opptrer som bratte topper eller søkk i helningsmodellen. Disse feilene fører til så mye støy på toppen av Jostedalsbreen, at resultatet ikke kan brukes til automatisk vurdering av potensielt berørte skredsoner. Hullene som har oppstått i modellen på grunn av skyer og spektralt homogene områder, fører også til hull i ortorektifiseringen. Dette betyr at potensielle skredbreer i disse hullene ikke kan identifiseres, samt at skredbaner som treffer hullene ikke vil kunne modelleres. Bruk av DTMen til denne typen applikasjoner, vil derfor kreve nøye vurderinger og føre til vanskelige beslutninger, da områder i DTMen som har blitt identifisert som kritiske på grunn av feil, må fjernes på grunnlag av visuell betraktning av ASTER-scenen hvis andre data ikke er tilgjengelig.

5.2 Brekartlegging med ASTER og Landsat TM

Resultatene fra brekartleggingen er direkte relatert til snøforhold, atmosfæreforhold, skyggeforhold og topografien i satellittbildene. For nøyaktig og fullstendig brekartlegging er derfor satellittbildekvaliteten avgjørende.

Bruk av segmenterte forholdsbilder (ASTER-kanal 2 / 4 og Landsat TM 3 / 5) har vist seg å være en robust metode for kartlegging av breer. Metoden fungerer også bra for bratte breer dekket av skygge. Den største svakheten til metoden er kartlegging av breer dekket av morenemateriale, som ikke er et problem her da det er lite morenedekke på breene i

studieområdet. For bruk av metoden på andre områder der store deler av breene er dekket av morene, bør andre metoder og data kombineres med forholdsbildekombinasjonen slik at også morenedekkede breer blir riktig kartlagt (f.eks. Paul et al. 2004). Forholdsbildekombinasjonen og segmenteringsterskelen brukt i dette studiet har en tendens til å feilklassifisere vann, noe som ikke er et problem når målet er kartlegging av bratte breer. Hvis målet med brekartleggingen derimot er å utføre en fullstendig kartlegging, bør vann fjernes ved andre klassifiseringsmetoder (f.eks. NDWI), for så å bruke resultatet som en maske for fjerning av feilklassifiserte breområder.

I forhold til den romlige oppløsningen til satellittbildene, har brekartleggingen med ASTER og Landsat TM vist seg å være av tilstrekkelig kvalitet for regional brekartlegging med hensyn til bratte breer. Også ASTER-scenen ortorektifisert ved bruk av den ASTER-genererte DTMen gir tilstrekkelige resultater. Det er imidlertid viktig å være klar over at feilene i DTMen fører til små forskyvninger på breomkretsen, og at hullene i DTMen fører til hull i bremasken. Brekartleggingen kan dermed ikke automatisk brukes videre, men bør manuelt kontrolleres, særlig i områder som utmerket seg i evalueringen av ASTER-DTM ved bruk av ortobilder (se Avsnitt 4.3.3 og Figur 4.12). Siden resultatet av ortorektifiseringen har en direkte innvirkning på nøyaktigheten av brekartleggingen, er det viktig å ha kjennskap til kvaliteten av benyttet DTM.

Andreassen (2008) brukte Landsat TM-scenen over Jotunhimen benyttet i dette studiet for brekartlegging og arealberegning. Vi benyttet her den samme brekartleggingsmetode som benyttet på scenen i dette studiet, og kom fram til at resultatene stemmet bra overens med ortorektifiserte flybilder av høy oppløsning. Kääb (2002) brukte en ASTER-scene for generering av en DTM som ble benyttet for ortorektifisering av ASTER-kanalene som ble brukt til brekartlegging med forholdsbildemetoden. Nøyaktigheten av kartleggingen ble validert mot høyoppløselig Ikonos-bilder og Landsat TM. De kom fram til at nøyaktigheten fra brekartlegging med ASTER var bra, og litt mer nøyaktig enn resultatet fra Landsat TM. Resultatene fra brekartleggingen oppnådd i dette studiet er samsvarende med resultatene deres.

For å forbedre breklassifikasjonen ytterligere, kunne også andre mer kompliserte klassifikasjonsmetoder benyttes som også tar i bruk den spektrale informasjonen i alle tilgjengelige kanaler i tillegg til å benytte den romelige informasjonen. Det er også mulig å

benytte klassifiseringsmetoder som klassifiserer på et subpikselnivå, slik at miksede piksler blir bedre klassifisert. Disse metodene er vesentlig mer tidkrevende, og ble ikke benyttet da resultatene fra segmentering av forholdsbildene gav tilstrekkelige resultater.

5.3 Identifisering av skredsoner og vurdering av potensielle skredberørte områder

Hensikten med identifisering av bratte breer og vurdering av potensielle skredberørte områder, er å gi en førsteordens fremstilling av skredfarer som kan brukes som et grunnlag for identifisering av områder hvor mer detaljerte analyser kan/bør utføres for bekrefting eller avkrefting av eventuelle glasiøse farer. Nøyaktigheten og oppløsningen til basisdataene benyttet til identifisering av potensielle skredsoner og modellering av eventuelle skredbaner, er viktig for bedømmelse av kvaliteten på resultatene. Satellittbilder og DTMer med 15 - 30 meters romlig oppløsning gir en grov og generalisert representasjon av terrengoverflaten, som begrenser detaljnivået og nøyaktigheten til analysene. Algoritmene og metodene benyttet på basisdataene for utledning av nye data vil også ha en stor innvirkning på kvaliteten til de endelige resultatene. Resultatet til helningsberegninger vil variere med algoritmen og programvaren benyttet (Jones 1998), noe som kan gi ulike skredsoner. DTM-kvaliteten og metodene benyttet til skredmodellering vil ha en påvirkning på hvilke områder som blir vurdert som potensielt skredutsatte (Salzmann et al. 2004).

Statistiske parameter

Bedømmelse av potensielle glasiøse farer krever anvendelse av erfaring oppnådd ved å studere tidligere hendelser, kombinert med robuste regler utledet fra glasiologiske teorier (Haeberli et al. 1989). Begge disse aspektene er inkludert i de statistiske parametrene, som derfor representerer en passende tilnærming ved behandling av potensielle glasiologiske farer på en regional skala, da grunnleggende data rundt tidligere hendelser mangler samtidig som forståelsen av involverte prosesser er ufullstendig (Salzmann et al. 2004).

I denne oppgaven er ikke formålet å levere et detaljert farekart, målet er snarere å demonstrere bruk av statistisk parameterisering kombinert med GIS og fjernanalyseteknikker som et middel for konstruering av fareoversiktskart for et regionalt område med et "i verste tilfelle"-scenario, som kan fungere som en basis for beslutningstaking. De statistiske parametrene angående innledende forhold, passasjen og avsetningen av isskred brukt i dette studiet er

utledet av Alean (1985) fra studier i de sveitsiske alper. Anvendning av parametrene i andre områder med ulik topografi kan ved ekstreme hendelser føre til ugyldige resultater. I Norge er det ikke utført studier av tidligere hendelser fra isskred, så det finnes ikke noen empiriske data for dette, det er derfor naturlig å bruke de samme parametrene som for de europeiske alper. Det er derfor viktig å være klar over at resultatene oppnådd ved bruk av disse parametrene kan under- eller overestimere analyse resultatene. Det har oppstått skred fra breer med helning under 25° (supérieur de Coolidge i Italia) (Dutto et al. 1991 ifølge Salzmänn et al. 2004)) og den maksimale utløpsdistansen på 6 km har blitt overgått i fjellkjeden Kolka-Karmadon (Russland) i 2002 hvor det også ble vist at under ekstreme forhold kan også den gjennomsnittlige helningsvinkelen til skredbanen bli lavere enn 17° (Kääb et al. 2003, Salzmänn et al. 2004). Den brukte minimumsgjennomsnittlige helningsvinkelen ble oppnådd på glatte overflater bestående av firn (Alean 1985). På overflater av mer ujevn karakter vil det på grunn av indre og ytre friksjon samt endring i strømningsretning, oppstå et energitap som har stor påvirkning på utløpslengden (Salzmänn et al. 2004). Forholdene til underlaget vil også forandre seg med årstiden. Snø glatter ut overflatene og fører til rettere skredbaner og mindre friksjon, samt at skredet kan øke betraktelig i masse og utløse puddersnøskred som kan øke skredlengden betraktelig. Skredmodelleringsmetoden brukt her er laget for hydrologisk modellering, og modellerer den kompakte delen av isskred rimelig bra, men fungerer ikke så bra for pudderskred (Salzmänn et al. 2004) som det i denne oppgaven ikke blir tatt hensyn til.

Detektering av bratte breer med ASTER-DTM

Mye støy (vertikalfeil) i ASTER-DTMen (særlig i akkumulasjonsområdet) fører til bratte gradienter i helningsmodellen som igjen resulterer i for mange bratte bresoner. Feilene var så vesentlige at de detekterte bratte bresonene ikke automatisk kan benyttes til videre analyser. For videre bruk må derfor alternative metoder vurderes for å unngå og fjerne feilene på best mulig måte. Bruk av glattingsfilter viste seg å være en effektiv metode for fjerning av store deler av støyen samtidig som jevnt bratte gradienter som skal være bratte ble bevart. Det er imidlertid viktig å være ekstremt forsiktig med bruk av filter, da en kan risikere at bratte bresoner blir fjernet. Store deler av støyen i denne oppgaven resulterte i feilaktige bratte bresoner, med areal like stort som de riktige. Feil av denne størrelsesordenen kan bare fjernes med visuell betraktning og manuell editering. Siden den største delen av feilene ligger på toppen av breene, kan disse til dels unngås i vurdering av potensielt skredutsatte områder, ved å danne 6 km omkretser rundt objekter som en ønsker å se om er potensielt utsatt, og

identifisere bratte bresoner innen denne grensen. Denne metoden er avhengig av at man har satellittbilder med romlig oppløsning som tillater identifisering av ønskede objekter eller at disse dataene allerede eksisterer. Analyser av skredutsatte områder utføres vanligvis på oppdrag med henblikk på å gjøre analysene på et område eller for en type objekter. Da er lokaliteten til områdene eller objektene kjent, slik at omkretser enkelt kan opprettes. Ulempen med metoder som tar utgangspunkt fra bunnen og går mot toppen av terrenget, er at man kan miste oversikten over skredsoner og interaksjonsprosesser som kan forekomme over de identifiserte skredsonene, og dermed utløse andre prosesser lengre nede. Ved mer nøyaktige farevurderinger, bør også disse fareelementene tas med i den totale vurderingen.

DTM-høyder for beregning av brehelning

DTMene som brukes i dette studiet viser terrengoverflatehøyder, derfor er utledningen av breenes helning basert på breoverflaten, og ikke breunderlaget som faktisk er den bestemmende faktoren for *slab*-bruddskred. Dette blir det ikke tatt hensyn til, da det antas at gradienten til breoverflaten er rimelig lik rebunnen. For *wedge*-brudd er terrengoverflatehøyde egnet, da den avgjørende faktoren i hovedsak er gradienten foran brefronten. Problemer som kan oppstå ved kartlegging av breer med denne typen bruddprosess, er at breen ikke trenger å være bratt for at skred kan forekomme, da skredene oppstår ved at breen rykker fram til den bratte gradienten foran slik at brefronten som blir utsatt for gradienten brekker av. Den kritiske gradienten til bratte breer er avhengig av temperaturforholdene under breer, for mer detaljerte farevurderinger bør permafrostkart benyttes for å gjøre en vurdering på hvor kritiske de bratte breene er i forhold til deres gradient.

Potensielt skredberørte områder

Vurderingen av potensielt berørte skredområder blir gjort ved å modellere skredbaner som gir en indikasjon på bevegelsen av skredmassen og den maksimale utløpslengden. Resultatene fra modelleringen bør ikke brukes til å nøyaktig anslå hvilke objekter som blir truffet av skred, men heller som et grunnlag for å markere områder hvor nøyaktigere analyser bør foretas.

I et studie utført av Salzmann (2004) brukes de samme statistiske parametrene og modelleringstilnærming som for dette studiet på en DTM av omtrent samme kvalitet som SKDTMen. Skredbanene deres blir validert mot et dokumentert isskred (fra Gutz Glacier, Sveits) hvor andre mer avanserte modeller er opprettet for å best mulig modellere skredhendelsen, og det viser seg at den GIS-baserte tilnærmingen gir skredbaner som er sammenlignbare med

avanserte *Voellmy-Salm*-baserte modeller som brukes for modellering av den kompakte delen av skredmassen (Margreth og Funk 1999). Huggel (2004) benyttet også de samme metodene til regional skalafarevurdering. Siden resultatene fra skredbanene modellert fra ASTER-DTMen stemmer rimelig bra overens med SK DTMen, kan denne brukes til vurdering av potensielt berørte områder på et førsteordens detaljnivå. Det er imidlertid viktig å være klar over at eventuelle feil som kan oppstå i generering av ASTER-DTMer, kan føre til skredbaneresultater som ikke representerer virkeligheten. Det vil derfor alltid være viktig med nøye validering av resultatene, og bare bruke resultatene som en pekepinne for potensielle hendelser. Siden D8-metoden brukt til beregning av skredets strømningsretning ikke lar skredbanen spre seg utover, er det viktig å være klar over at et eventuelt skred kan spre seg ut over store områder og også danne nye skredbaner. Dette betyr at veier, vann og stier som kun blir streifet av de modellerte skredbanene, kan bli truffet i virkeligheten. Nøyaktigere resultater av hvilke objekter som faktisk blir truffet, kan oppnås ved bruk av mer realistiske og detaljerte DTMer og modelleringstilnærminger som tar hensyn til skredbanespredning.

6 Konklusjon og framtidsutsikter

6.1 Konklusjoner

ASTER-generert DTM:

- Sammenlignet med SK DTM er 49 % av høydene til ASTER-DTM innenfor ± 50 meter, 75 % er innenfor ± 100 meter og 98 % er innenfor ± 500 meter.
- Det gjennomsnittlige vertikalavviket er -58 meter og standardavviket er 144 meter.
- ASTER-DTMen er generelt sett brattere enn SK DTM, 76 % av SK DTM har helning under 30° mens bare 63 % av ASTER-DTMen har helning under 30° .
- Det er en sammenheng mellom bratte skråninger (mellom 40° og 80°) og vertikalfeil. Vertikalfeilene minsker betraktelig i flate områder med store spektrale kontraster.
- Validering av ASTER-DTM uten referanse-DTM ved ortorektifisering av begge bildene som dannet stereoparet, viste seg å fungere bra både til identifisering og til å anslå feilens størrelsesorden.
- ASTER DTM-generering over snødekte og andre spektralt homogene områder førte til store vertikalfeil og hull. Det forekom også store vertikalfeil i bratte nordvendte skråninger.

Ortorektifisering:

- Nøyaktigheten til ortorektifiseringen av satellittscenene var innenfor én piksel-størrelse.

Brekartlegging:

- Bruk av segmenterte forholdsbilder med ASTER-kanal 2 / 4 og Landsat TM kanal 3 / 5 viste seg å være en robust metode for kartlegging av breer. Metoden tar med miksede piksler bestående av bre og terreng meget bra, samtidig som den fungerer bra for bratte bredeler dekket av skygge. Svakheten til metoden er misklassifisering i vann og bre dekket av morenemateriale.
- Bruk av fargekomponenten (H) til en IHS-fargeromstransformasjon, fungerte bra for ASTER-scenen som en selvstendig brekartleggingsmetode.
- Et 3×3 medianfilter forbedret resultatet ved å glatte breomkretsen samtidig som isolerte piksler fjernes.

- Brekartlegging ved bruk av ASTER-kanaler ortorektifisert på ASTER generert-DTM fungerte bra. Små forskyvninger i områder hvor DTMen har store vertikalfeil.

Detektering av bratte breer:

- Helning generert fra ASTER-DTM kan ikke automatisk brukes til detektering av bratte bredeler, da vertikalfeil fører til alt for mange skredsoner.
- Bruk av et 3×3 middelfilter på ASTER-DTM før helningen beregnes, forbedrer detekteringen av bratte bredeler med 0.95 % og fjerner 32 % av feilene som skyldes støy (vertikalfeil).

Vurdering av potensielt skredberørte områder:

- For ASTER-dataene viste det seg at ved visuell inspeksjon for identifisering av objekter som kunne være menneskerelaterte, og ved oppretting av en 6 km omkrets rundt disse, kunne bratte skredsoner identifiseres og skredbaner fra disse modellert med bra resultater.
- Bruk av D8-metoden for beregning av skredbanens strømningsretning gir forenklete skredbaner, men er en enkel metode for førsteordens farevurdering.
- Skredbanene modellert fra ASTER er stort sett lengre, da helningen stort sett er brattere.
- Glatting av ASTER-DTM før skredbanene beregnes, fører til mer naturlige skredbaner.
- Hull i ASTER-DTM kan medføre ufullstendige resultater, da skredbaner som treffer disse blir stoppet.
- Det er størst forskjell mellom skredbaner modellert fra ASTER og SK DTM i flatere områder. I brattere områder er skredbanene rimelig like.
- Landsat TM kan sammen med en SK DTM benyttes til en førsteordens vurdering av potensielt skredberørte områder på et regionalt nivå.

6.2 Framtidsutsikter

Satellittsensorer med bedre romlig oppløsning

Metodene benyttet i denne oppgaven kan også brukes for satellittsensorer som ALOS PRISM, IKONOS, QuickBird, SPOT-5 osv. med høyere oppløsning. Dette vil gjøre brekartleggingen samt identifisering av infrastruktur og andre menneskelige relaterte objekter mer nøyaktig. Flere av disse sensorene tar også stereobilder, og noen (f.eks. ALOS PRISM) tar også flere stereobilder med ulike vinkler, slik at breer og terreng skjult bak bratte nordvendte skråninger også blir riktig kartlagt. Ved bruk av disse sensorene kan mer nøyaktige DTMer genereres, som forbedrer resultatene betydelig, og dataene kan også brukes til mer detaljerte studier. Hvis metodene skal anvendes i et området som er dekket av SRTM-DTMen, kan også denne brukes enten til analyse eller til validering. Bruk av fjernanalysedata med høyere romlig oppløsning vil generelt sett forbedre resultatene, men dekningsområdet vil samtidig innskrenkes. Det vil derfor være nyttig å benytte sensorene brukt i dette studiet til en første ordens regional analyse for deretter å benytte sensorer med høyere oppløsning til mer detaljerte analyser på områder identifisert som potensielt kritiske. Sensorene med høyere oppløsning kan både brukes til avkreftning eller bekreftning av farer, men også til kontinuerlig overvåkning av potensielle farer.

Detektering av bratte breer

For å være sikker på at *terrace*-breer med *wedge*-bruddprosess blir identifisert, kunne gradienten foran brefrontene vært tatt hensyn til ved kartlegging av bratte breer, noe som ikke er blitt gjort i dette studiet. Den kritiske gradienten ved *slab*-brudd vil være varierende med temperaturforholdene under breen. For å gjøre en mer detaljert fareanalyse, kunne helningen til hver brefront blitt tatt i betraktning for å vurdere om noen breer potensielt sett er mer kritisk enn andre. Disse resultatene kunne deretter blitt sammenlignet med permafrostkart for å vurdere om hele eller deler av brebunnen er kald og dermed fastfrosset til underlaget, som kan være en viktig faktor for stabiliteten.

Vurdering av potensielt skredberørte områder

Modelleringstilnærmingen for skredbanemodelleringen i denne oppgaven er veldig forenklet. Ved bruk av mer avanserte metoder for beregning av strømningsretninger, som også lar skredbanene spre seg utover, kunne mer naturlige og realistiske resultater blitt oppnådd. For modellering av skredbanene med ASTER-DTMen som inneholder mange skredsoner som er

støy, kunne DTMen blitt invertert, slik at skredbanene modelleres fra objekter (bygg, hus, vann osv.) for så å bestemme om disse treffer skredsonene. På denne måten kan støysonene på toppen av breen unngås. Ved bruk av denne tilnærmingen er det viktig å være klar over at skredbanene modellert fra bunnen og opp ikke nødvendigvis er like de modellert fra toppen og ned.

Klassifisering av skredbretype

Ved å klassifisere type skredbre og bruddprosess, kan det gjøres grove overslag på frekvens og masse til et eventuelt skred. Dette kan gjøres ved å analysere breomkretsen sammen med DTM for å danne et bilde av breens hypsometri, og omkringliggende topografi.

7 Referanseliste

- Abrams, M., Hook, S. og Ramachandran, B. 2003. *ASTER User Handbook*: NASA.
- Albert, T.H. 2002. Evaluation of Remote Sensing Techniques for Ice-Area Classification Applied to the Tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. *Polar Geography* 26 (3), 210 - 226.
- Alean, J. 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology* 31 (109), 324-333.
- Andreassen, L.M., Elvehøy, H., Kjøllmoen, B., Engeset, R.V. og Haakensen, N. 2005. Glacier mass-balance and length variation in Norway. *Annals of Glaciology* 42, 317-325.
- Andreassen, L.M., Paul, F., Kääb, A. og Hausberg, J.E. 2008. The new Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *The Cryosphere*, Submitted.
- Baltsavias, E.P. 1996. Digital ortho-images — a powerful tool for the extraction of spatial- and geo-information. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 51 (2), 63-77.
- Benn, D. og Evans, D. 1998. *Glaciers & Glaciation*: Oxford University Press Inc. 734 s.
- Bishop, M.P., Colby, J.D., Luvall, J.C., Quattrochi, D. og Rickman, L. 2004. Remote-sensing science and technology for studying mountain environments. I Bishop, M.P. og F., S.J.J. (red). *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*. Chichester, UK: Springer, Praxis, 147-187.
- Burrough, P.A. og McDonnell, R.A. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford Oxfordshire: Oxford University Press.
- Campbell, J.B. 2002. *Introduction to Remote Sensing*. 3 utg, London: Taylor & Francis.
- Chavez, P.S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment* 24 (3), 459-479.
- Choudhury, B.J., Chang, A.T.C. og 1981. The albedo of snow for partially cloudy skies. *Boundary-Layer Meteorology* 20 (3), 371-389.
- Crippen, R.E. 1988. The dangers of underestimating the importance of data adjustments in band ratioing. *International Journal of Remote Sensing* 9 (4), 767 - 776.
- Dozier, J. 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat thematic mapper. *Remote Sensing of Environment* 28, 9-22.
- Du, Y., Teillet, P.M. og Cihlar, J. 2002. Radiometric normalization of multitemporal high-resolution satellite images with quality control for land cover change detection. *Remote Sensing of Environment* 82 (1), 123-134.

- Dutto, F., Godone, F. og Mortara, G. 1991. L'écoulement du glacier supérieur de Coolidge (Paroi nord du Mont Viso, Alpes occidentales). *Revue de Géographie Alpine* 2, 7-18.
- Eckert, S., Kellenberger, T. og Itten, K. 2005. Accuracy assessment of automatically derived digital elevation models from ASTER data in mountainous terrain. *International Journal of Remote Sensing* 26 (9), 1943-1957.
- ERSDAC. *ASTER science project* 2007 [nedlastet 02.11.07. Tilgjengelig fra <http://www.science.aster.ersdac.or.jp/en/index.html>]
- ESRI. *ArcGIS Desktop Help 9.2* 2007 [nedlastet 02.11.07. Tilgjengelig fra <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=welcome>]
- Florinsky, I.V. 1998. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. *International Journal of Geographical Information Science* 12, 47-62.
- Foody, G.M., Palubinskas, G., Lucas, R.M., Curran, P.J. og Honzak, M. 1996. Identifying terrestrial carbon sinks: Classification of successional stages in regenerating tropical forest from Landsat TM data. *Remote Sensing of Environment* 55 (3), 205-216.
- Fraser, R.S., Bahethi, O.P. og Al-Abbas, A.H. 1977. The effect of the atmosphere on the classification of satellite observations to identify surface features. *Remote Sensing of Environment* 6 (3), 229-249.
- Gao, J. og Liu, Y. 2001. Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review. *Progress in Physical Geography* 25 (4), 520-540.
- Gillespie, A.R., Kahle, A.B. og Walker, R.E. 1986. Color enhancement of highly correlated images. I. Decorrelation and HSI contrast stretches. *Remote Sensing of Environment* 20 (3), 209-235.
- Haeberli, W., Alean, J.C., Müller, P. og Funk, M. 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experience in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 13, 96- 102.
- Hall, D.K., Chang, A.T.C., Foster, J.L., Benson, C.S. og Kovalick, W.M. 1989. Comparison of in situ and landsat derived reflectance of Alaskan Glaciers. *Remote Sensing of Environment* 28, 23-31.
- Holben, B. og Justice, C. 1981. An examination of spectral band ratioing to reduce the topographic effect on remotely sensed data. *International Journal of Remote Sensing* 2, 115-133.
- Holm, R.G., Jackson, R.D., Yuan, B., Susan Moran, M., Slater, P.N. og Biggar, S.F. 1989. Surface reflectance factor retrieval from thematic mapper data. *Remote Sensing of Environment* 27 (1), 47-57.
- Huggel, C., Kääb, A., Haeberli, W. og Krummenacher, B. 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 3, 647-662.

- Huggel, C., Kääb, A. og Salzmann, N. 2004. GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 58, 61-73.
- Jacobs, J.D., Simms, E.L., Simms, A. og 1997. Recession of the southern part of Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada, between 1961 and 1993, determined from digital mapping of Landsat TM. *Journal of Glaciology* 43, 98-102.
- Jensen, J. 2004. *Introduction to digital image analysis*. 3 utg: Prentice Hall.
- Jensen, R.J. 2006. *Remote Sensing of the Environment, An Earth Resource Perspective* 2utg, USA: Prentice Hall. 592 s.
- Jenson, S.K. og Domingue, J., O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 54, 1593-1600.
- Jones, K.H. 1998. A comparison of algorithms used to compute hill slope as a property of the DEM. *Computers & Geosciences* 24 (4), 315-323.
- Kamb, B. 1987. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system *Journal of Geophysical Research* 92(B9), 9083-9100.
- Kawata, Y., Ohtani, A., Kusaka, T. og Ueno, S. 1990. Classification accuracy for the MOS-1 MESSR data before and after the atmospheric correction. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 28 (4), 755-760.
- Koelemeijer, R., Oerlemans, J. og Tjemkes, S. 1993. Surface reflectance of Hintereisferner, Austria, from Landsat 5 TM imagery. *Annals of Glaciology* 17, 17 - 22.
- Kääb, A. 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 57, 39-52.
- Kääb, A. 2005a. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow in the Bhutan Himalaya. *Remote Sensing of Environment* 94 (4), 463-474.
- Kääb, A. 2005b. *Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep*. 48, Zürich: Schriftenreihe Physische Geographie. 266 s.
- Kääb, A., Huggel, C. og Fischer, L. 2006. Remote sensing technologies for monitoring climate change impacts on glacier- and permafrost-related hazards. *2006 ECI Conference on Geohazards*, Lillehammer, Norway, 12.
- Kääb, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schläefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozz, T. og Weidmann, Y. 2005a. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Science* 5, 527-554.

- Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Wessels, R., Raup, B., Kieffer, H. og Kargel, J. 2002. Glacier Monitoring From ASTER Imagery: Accuracy and Applications. *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space*.
- Kääb, A., Reynolds, J.M. og Haeberli, W. 2005b. Glacier and permafrost hazards in high mountains. *Global Change and Mountain Regions (A State of Knowledge Overview)*, 225- 234.
- Kääb, A., Wessels, R., Haeberli, W., Huggel, C., Kargel, J.S. og Khalsa, S.J.S. 2003. Rapid ASTER imaging facilitates timely assessment of glacier hazards and disasters . *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 84, 117-121.
- Lillesand, T.M. og Kiefer, R.W. 2000. *Remote sensing and image interpretation*. 4 utg: John Wiley & Sons Inc.
- Margreth, S. og Funk, M. 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches - two case studies from the Swiss and Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology* 30, 159-173.
- Mather, P.M. 2004. *Computer Processing of Remotely-Sensed Images*. 3 utg, London: J. Wiley.
- Moran, M.S., Jackson, R.D., Slater, P.N. og Teillet, P.M. 1992. Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output. *Remote Sensing of Environment* 41 (2-3), 169-184.
- NASA. *ASTER WEB* 2004 [nedlastet 30.10.2007. Tilgjengelig fra <http://asterweb.jpl.nasa.gov/>]
- NASA. *Landsat 7 Science Data Users Handbook*, 06.11.07 2007a [nedlastet 25.10.2007. Tilgjengelig fra http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_toc.html]
- NASA. *The Landsat program* 2007b [nedlastet 05.11.07. Tilgjengelig fra <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>]
- Ok, A.O. og Turker, M. 2005. DEM generation and accuracy assessment from stereo ASTER imagery. *RAST-2005-Proceedings-of-2nd-International-Conference-on-Recent-Advances-in-Space-Technologies*.
- Ott, B. 1985. Effets de voûte dans les glaciers. *Wasserbau, Hydrol Glaziol Mitt* 80.
- Paul, F. 2001. Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM. *EARSeL eProceedings* 1, 239-245.
- Paul, F. 2002. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data. *International Journal of Remote Sensing* 23, 787-799.
- Paul, F. 2003. *The New Swiss Glacier Inventory 2000 Application of Remote Sensing and GIS*. PhD, Universität Zürich, Zürich.

- Paul, F., Huggel, C. og Kaab, A. 2004. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sensing of Environment* 89 (4), 510-518.
- PCI. 2003a. *Geomatica Algorithm Reference versjon, 9.1, program manual*. Ontario, Canada. PCI Inc.
- PCI. 2003b. *PCI Geomatica OrthoEngine Help, versjon 9.1, program manual*. Ontario, Canada. PCI Inc.
- Pohl, C. og Van Genderen, J.L. 1998. Multisensor image fusion in remote sensing: concepts, methods and applications. *International Journal of Remote Sensing* 19 (5), 823 - 854.
- Pralong, A. og Funk, M. 2006. On the instability of avalanching glaciers. *Journal of Glaciology* 52, 31-48.
- Ranson, K.J., Biehl, L.L. og Bauer, M.E. 1985. Variation in spectral response of soybeans with respect to illumination, view and canopy geometry. *International Journal of Remote Sensing* 6 (12), 1827-1842.
- Raup, B., Kaab, A., Kargel, J.S., Bishop, M.P., Hamilton, G., Lee, E., Paul, F., Rau, F., Soltesz, D., Khalsa, S.J.S., Beedle, M. og Helm, C. 2007. Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project. *Computers & Geosciences* 33 (1), 104-125.
- Rees, W.G. 2006. *Remote sensing og snow and ice*, USA: Taylor & Francis Group.
- Richard, D. og Gay, M. 2003. *Survey and prevention of extreme glaciological hazards in European mountainous regions*. Final report, EVG1 2000 00512. 1-52 s.
- Rothlisberger, H. og 1987. Sliding phenomena in a steep section of Balmhorngletscher, Switzerland. *Journal of Geophysical Research* 92 (B9), 8999-9014
- Rott, H. og Markl, G. 1989. Improved snow and glacier monitoring by the LANDSAT Thematic Mapper ESA, *European Coordinated Effort for Monitoring the Earth's Environment A Pilot Project Campaign on LANDSAT Thematic Mapper Applications (1985-1987)*, 3-12.
- Salisbury, J.W., D'Aria, D.M. og Wald, A. 1994. Measurements of thermal infrared spectral reflectance of frost, snow, and ice. *Journal of Geophysical Research* 99 (B12), 24235-24240.
- Salzmann, N., Käab, A., Huggel, C., Allgöwer, B. og Haeberli, W. 2004. Assessment of the hazard potential of ice avalanches using remote sensing and GIS-modelling. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 58, 74-84.

- San, B.T. og Süzen, M.L. 2005. Digital elevation model (DEM) generation and accuracy assessment from ASTER stereo data. *International Journal of Remote Sensing* 26 (22), 5013-5027.
- Selby, R. 2007. *Creating Digital Elevation Models and Orthoimages from ASTER Imagery*. PCI Geomatics
- Song, C., Woodcock, C.E., Seto, K.C., Lenney, M.P. og Macomber, S.A. 2001. Classification and Change Detection Using Landsat TM Data - When and How to Correct Atmospheric Effects? *Remote Sensing of Environment* 75 (2), 230-244.
- Toutin, T. 2001. DEM generation from new VIR sensors: IKONOS, ASTER and Landsat-7. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2001 IGARSS '01 IEEE 2001 International 2*, 973-975.
- Toutin, T. 2002. Three-Dimensional topographic mapping with ASTER stereo data in rugged topography. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40 (10), 2241-2247.
- Toutin, T. og Cheng, P. 2001. DEM Generation with ASTER Stereo Data. *Earth Observing Magazine*, june 2001.
- Ugland It Group AS. 30.08.07 [nedlastet 30.08.07. Tilgjengelig fra www.uglandit.com]
- USGS. *Landsat Project* 2007 [nedlastet 05.11.07. Tilgjengelig fra <http://landsat.usgs.gov/index.php>]
- Weidmann, Y. 2004. *Kombination von ASTER- und SRTM-Höhenmodellen für die Abschätzung von Naturgefahren im Pamir Gebirge, Tadschikistan*, University of Applied Sciences, Basel.
- Wilson, J.P. og Gallant, J.C. 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*: John Wiley & Sons. Inc.
- Winther, J.-G. 1993a. Landsat TM derived and in situ summer reflectance of glaciers in Svalbard. *Polar Research* 12 (1), 37-55.
- Winther, J.G. 1993b. Studies of snow surface characteristics by Landsat TM in Dronning Maud Land, Antarctica. *Annals of Glaciology* 17, 27-34.
- Wiscombe, W.J. og Warren, S.G. 1980. A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow. *Journal of the Atmospheric Sciences* 37 (12), 2712-2733.
- Zeng, Q., Cao, M., Feng, X., Liang, F., Chen, X. og Sheng, W. 1983. A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China. *Hydrological applications of remote sensing and remote data transmission, IAHS*, 145, 451 - 462.
- Østrem, G., Dale Selvig, K. og Tandberg, K. 1988. *Atlas over breer i Sør-Norge*. Meddelelse 61: Hydrologisk avdeling, Norges vassdrags- og energiverk. 180 s.

8 Appendiks

8.1 Figurliste

Figur 2.1. Sammenheng mellom brebunngradient ved <i>slab</i> -brudd (se klassifikasjon) og gjennomsnittlig høyde over havnivå..	9
Figur 2.2. Klassifikasjons skjema for skredbreer.	12
Figur 2.3 Faser av den simulerte bruddprosessen til en kald <i>ramp</i> -bre med <i>slab</i> -brudd (Grandes Jorasses).	15
Figur 2.4. Atmosfæretransmisjon for det optiske spekteret med Landsat TM og ASTER-kanalenes spektrale spekter.	20
Figur 2.5. Basisinteraksjonen mellom elektromagnetisk energi og et jordoverflateelement.	21
Figur 2.6. Spektrale signaturer for vann, og ulike typer snø og is for optiske sensorer.	25
Figur 2.7. Stereogeometrien og timingen til den nadirseende kanalen-3N og den bakoverseende kanalen-3B.	32
Figur 2.8. Prinsippene for optisk satellittstereo.	37
Figur 2.9. Viktigheten av ortorektifisering.	42
Figur 3.1. Studieområdet som er definert som arealet dekket av Landsat TM scenene.	50
Figur 4.1. Sammenhengen og rekkefølgen mellom metodene som blir benyttet.	55
Figur 4.2. Fremgangsmåten for generering av ASTER DTM.	57
Figur 4.3. Sammenhengen mellom matching score og DTM feil.	61
Figur 4.4. Oppretting av en "optimal" DTM ved å kombinere tre DTMer.	62
Figur 4.5. Vertikale DTM feil fører til horisontale forskyvninger i ortoproeksjonen.	64
Figur 4.6. Sammenligner DTMer kombinert til en ny DTM og viser bidragene til de ulike DTMen.	66
Figur 4.7. Kumulative fordelingen av vertikaldifferanser mellom SK DTM og ASTER DTM.	67
Figur 4.8. Kumulativ fordeling av helning til SK DTMen og ASTER DTMen.	68
Figur 4.9. Sammenhengen mellom terreng, helning og vertikalfeil for et utsnitt av ASTER-scenen over Jostedalsbreen som brukt til DTM-generering.	70
Figur 4.10. Nordvendte fjellsider i ASTER-3B bildet blir forvrengt.	71
Figur 4.11. Proeksjonsforskyvninger mellom ASTER-3N og -3B bildene kan brukes til å måle vertikalfeil i ASTER-DTM.	72

Figur 4.12. Grove feil i ASTER-DTMen fører til store horisontale projeksjonsforskyvninger på de to ortofektifiserte ASTER 3N- og 3B-bildene.....	73
Figur 4.13. Resultatet fra softwaren CIAS som er et program som identifiserer og måler forskjeller mellom punkter i flere bilder.	74
Figur 4.14. Framgangsmåten for ortorektifisering av satellittbildene.....	75
Figur 4.15. Fremgangsmåter for brekartlegging.	77
Figur 4.16. Terrestriske bilder av Bergsetbreen fra ulike datoer.	81
Figur 4.17. Sammenligning av breomkretser opprettet fra ASTER.....	82
Figur 4.18. Utsnitt over Jostedalsbreen fra bremasken opprettet med ASTER-forholdsbilde kombinasjonen 2 / 4 og segmenteringsterskel 1,0.....	83
Figur 4.19. Utsnitt av breomkretsen til ASTER-scenen og forskyvningen av en pikselstørrelse øst-vest mellom ortobildene opprettet med ulike høydemodeller	84
Figur 4.20. Breområder som kun er kartlagt av ASTER-scenen ortorektifisert med SK DTM eller ASTER DTM	85
Figur 4.21. Utsnitt av resultatet fra brekartleggingen med de to Landsat TM-scenene som dekker Jostedalsbreen og Jotunheimen..	86
Figur 4.22. Sammenligning av breomkrets opprettet fra ASTER og Landsat TM.	88
Figur 4.23. Områder kartlagt som bre bare i ASTER eller Landsat TM scenen.....	89
Figur 4.24. Utsnitt fra Landsat TM-scenen fra 2003 over Hurrungane som er det området i Jotunheimen med mest gjennomført alpin karakter.	90
Figur 4.25. Bremasken sammen med DTM brukes til detektering av bratte bredeler.	91
Figur 4.26. Sammenligner, for et utsnitt over Jostedalsbreen, bratte potensielt kritiske breer mellom helningsmodellen opprettet fra SK DTM og helningsmodellen opprettet fra ASTER-DTMen med og uten filtrering..	94
Figur 4.27. Forenklet flytdiagram til modell 1 som beregner skredlengder uten bruk av barrieredata.....	96
Figur 4.28. Forenklet flytdiagram til modellen 2 som beregner skredbaner som treffer barriere N50-kartdata.....	98
Figur 4.29. Skredanalyse kun ved bruk av data utledet fra ASTER-sensoren for et utsnitt av scenen over Jostedalsbreen.....	101
Figur 4.30. 3D perspektiv av Stardalen med skredbanene opprettet fra modell 1	103
Figur 4.31. Sammenligner 3 skredbaner vist over en skyggemodell.	105
Figur 4.32. Skredbanene modellert fra modell 1 med skredsoner fra Landsat TM-scenen og SK DTMen som høydegrunnlag..	107

Figur 4.33. Resultatet fra modell 2 over et utsnitt fra Jostedalsbreen scenen.....	109
Figur 4.34. Resultatet fra modell 2 for et utsnitt av Jotunheimen scenen.....	110

8.2 Tabell-liste

Tabell 1. Tabellen oppsummerer spektrale responsegenskapene for snø og bre-is i kanalene til Landsat TM og ASTER.....	25
Tabell 2. Generelle karakteristiske egenskapene til ASTER-subsystemene.....	33
Tabell 3. Sensorene brukt på Landsat-satellittene, og kanalenes spektrale og romlige oppløsning.....	36
Tabell 4. Antall GCP'er og RMS-feilene til punktene som er blitt brukt til å beregne den geometriske modellen til ASTER DTM-genereringen.....	65
Tabell 5. RMS-verdiene til GCP'ene brukt til beregning av den matematiske satellittbane-modellen.....	76

8.3 Forkortelser

ASTER	Advanced thermal emission reflection radiometer
B/H	Base til høydeforhold
BRDF	Bidirectional reflectance distribution function
DN	Digitalt nummer
DOS	Mørkt objekt subtraksjon
DTM	Digital terrengmodell
ETM+	Enhanced Thematic Mapper plus
GCP	Bakke kontrollpunkt
GLIMS	Global land ice measurements from space
InSAR	Interferometrisk syntetisk blender RADAR
IR	Infrarød
MSS	Multispektral skanner
NDI	Normalisert differanseindeks
NDWI	Normalisert differanse vannindeks
RGB	Rød, grønn og blå
RMS	Root mean square

SWIR	Kortbølget infrarød
TIR	Termisk infrarød
TM	Thematic mapper
TP	Sammenknytnings punkt
VNIR	Synlig og nærinfrarød

8.4 Python script

8.4.1 Modell 1

```
# -----
# Skredmodell.py
# Created on: 13feb08
# Usage: Skript som tar imot skredområder, flow direction og høydemodell,
# og beregner skredbanelengder med 17 grader (tan a 0,31) gjennomsnittlig helning som
# terskel.
# -----

# Import system modules
import sys, string, os, arcgisscripting

# Create the Geoprocessor object
gp = arcgisscripting.create()
# Denne må brukes for å overskirve data....
gp.overwriteoutput = 1
# Check out any necessary licenses
gp.CheckOutExtension("spatial")

# Load required toolboxes...
gp.AddToolbox("C:/Program Files/ArcGIS/ArcToolbox/Toolboxes/Spatial Analyst
Tools.tbx")
#####
# Input data, som settes av bruker:
# Raster som inneholder skredsoner, hver sone har et unikt nummer (bruk Region Group),
# og resten av rasteret har NoData verdier
# losne_id = sys.argv[1]
# if losne_id == '#':
# losne_id = "C:\\temp\\losne_id"

# Raster med Flow Direction
# flowdir = sys.argv[2]
# if flowdir == '#':
# flowdir = "C:\\temp\\skdem25fd"

# Høydemodell
# dem = sys.argv[3]
```

```

# if dem == '#':
dem = "C:\\temp\\dem25_filsink"
#####
# alle_skred = sys.argv[4]
# if alle_skred == '#':
# -----
# Variabler med resultater
# Inneholder alle skredbanene med alle vinker
alle_skred = "C:\\temp\\alle_skred"
# Inneholder alle skredbaner med vinkel over 17grader (tan a: 0.31)
skredbane17g = "C:\\temp\\skredbane17g"
# -----
# Lager et raster for området, og setter alle verdier til 0
utrykk = "con("+dem+" > 0, 0)"
gp.SingleOutputMapAlgebra_sa(utrykk, alle_skred)

#####
# Verdier som settes av bruker:
# nr på det første skredområde:
teller = 53
# Nr til det siste skredområde:
stopper = 56
#####

# Løkke som går igjennom alle skredområdene, maks antall skredområder settes av bruker
while teller <= stopper:
    print "Prosesserer skredområde ", teller

    # Variabler i løkke -----
    ett_skred = "C:\\temp\\ext_skredomRG"
    skredbaner = "C:\\temp\\flow_ext_skrd"
    hdiff_d_leng = "C:\\temp\\hdiff_d_leng"
    cost_grid = "C:\\temp\\xx11"
    skredhoyde = "C:\\temp\\xx22"
    skredlengde = "C:\\temp\\xx33"
    delta_h = "C:\\temp\\xx44"
    ny = "C:\\temp\\ny"
    tmpraster = "C:\\temp\\tmpraster"
    # -----

    # Process: Henter ut en skredsone-id som teller viser til,
    # fra et Region Group raster av alle skredområder
    utrykk = "\"Rowid\" = " + str(teller)
    gp.ExtractByAttributes_sa(losne_id, utrykk, ett_skred)

    # Process: Beregner Cost Path (skredbanen) fra skredområdet
    gp.CostPath_sa(ett_skred, dem, flowdir, skredbaner, "EACH_CELL", "VALUE")

    # Process: Single Output Map Algebra... Setter hele skredbanen til verdi 1
    gp.SingleOutputMapAlgebra_sa("con("+skredbaner+", 1)", cost_grid)

```

```

# Process: Bruker Zonal Statistics til å hente ut skredsonens gjennomsnittshøyde,
#og legger denne i en variabel.
gp.ZonalStatistics_sa(ett_skred, "VALUE", dem, skredhoyde, "MEAN", "DATA")
skredhoyde = gp.GetRasterProperties(skredhoyde, "MAXIMUM")
print "Gjennomsnittlig skredstart høyde ", skredhoyde

# Process: Bruker Minus til beregning av høydedifferanse fra skredsonen til hvert piksel i
# skredbanen
gp.Minus_sa(skredhoyde, dem, delta_h)

# Process: Bruker Cost Distance til beregning av avstand fra skredsonen til hvert piksel i
#skredbanen
gp.CostDistance_sa(ett_skred, cost_grid, skredlengde, "", "")#Output_backlink_raster

# Process: Bruker Divide for beregning av vinkel (tan a) fra skredsonen til hvert piksel i
#skredbanen
gp.Divide_sa(delta_h, skredlengde, hdiff_d_leng)

# utrykk som setter alle NoData verdier i rasteret til 0, og beholder vinklene i skredbanen
utrykk = "con(isnull("+hdiff_d_leng+"), 0, "+hdiff_d_leng+)"
# Process: bruker uttrykket over, og returnerer resultatet til et tomt raster
gp.SingleOutputMapAlgebra_sa(utrykk, ny)

# Utrykk som som henter ut den bratteste vinkelen til tidligere skredbaner eller nye
# skredbane, slik at skredbanene som når lengst blir beholdt hvis flere overlapper
utrykk = "max("+ny+", "+alle_skred+)"
#Process: Bruker utrykk over og retunerer skredbanene til raster
gp.SingleOutputMapAlgebra_sa(utrykk, tmpraster)

# Process: Sletter raster som inneholder alle skredbaner,
#da de bratteste vinklene til skredbaner som møtes beholdes i "tmpraster"
gp.Delete(alle_skred)
# Process: Kopierer alle skredbaner der de bratteste skredbanevinklene er beholdt,
#tilbake til raster som inneholder alle skredbanene
gp.Copy(tmpraster, alle_skred)

# øker telleren slik skredbanene til neste skredsone kan beregnes,
#hvis ikke alle skredsonene er ferdig prosessert og stoppverdien er nådd.
teller = teller + 1

# Henter ut skredbaner over en gjennomsnittlig helningsterskel (tan a 0.31) som kan endres..
utrykk = "con("+alle_skred+" >= 0.31, "+alle_skred+", setnull("+alle_skred+"))"
gp.SingleOutputMapAlgebra_sa(utrykk, skredbane17g)

```


8.4.2 Modell 2

```
# -----
--
# intersect_model.py
# Usage: intersect_model <Skredsoner> <SK_DTM> <N50_kartdata>
# Jon Endre Hausberg 24 feb 08
#-----
-

# Importerer system moduler
import sys, string, os, arcgisscripting

# oppretter Geoprocessor object
gp = arcgisscripting.create()

# Overskrive filer..
gp.overwriteoutput = 1

# Lisens kontroll
gp.CheckOutExtension("spatial")

# Nødvendige ArcGIS verktøy...
gp.AddToolbox("C:/Program Files/ArcGIS/ArcToolbox/Toolboxes/Spatial Analyst
Tools.tbx")
gp.AddToolbox("C:/Program Files/ArcGIS/ArcToolbox/Toolboxes/Conversion
Tools.tbx")
gp.AddToolbox("C:/Program Files/ArcGIS/ArcToolbox/Toolboxes/Analysis
Tools.tbx")

# Script argument... Skredsoner, SK DTM og N50 kartdata må angis fra
#bruker..
Skredsoner = sys.argv[1]
if Skredsoner == '#':
    Skredsoner = "re_brattebre" # default verdi hvis ikke bruker setter ny

# SK DTMen som brukes er på forhånd gjort hydrologisk riktig med å fylle
#igjen søkk ved bruk av verktøyet "Fill"
SK_DTM = sys.argv[2]
if SK_DTM == '#':
    SK_DTM = "fill_skDEM" # default verdi hvis ikke bruker setter ny

N50_kartdata = sys.argv[3]
if N50_kartdata == '#':
    N50_kartdata = "clip_byggn50" # default verdi hvis ikke bruker setter ny

# Lokale variabler...
v6_km_buffer = "C:\\temp\\bufferbygg.shp"
Skredsoner_innen_buffer = "C:\\temp\\raster_buffer"
Skredbaner_fra_skredsonene = "C:\\temp\\cpskred"
Skredbane_masker = "C:\\temp\\skredmaske"
Input_true_raster_or_constant_value = "1"
Barriere = "C:\\temp\\invers"
N50_kartdata_som_raster = "C:\\temp\\rast"
Skredbaner_som_treffer_N50_data = "C:\\temp\\allocat"
alloc_dist = ""
Output_backlink_raster = ""
Strømningsretning = "C:\\temp\\flowdir"
Output_drop_raster = ""
Skredbaner_med_ID = "C:\\temp\\rg_skredbaner"
Skredbane_lengde = "C:\\temp\\cd-lengde"
```

```

Output_backlink_raster__2_ = ""
Skredbane_høydedifferanse = "C:\\temp\\hoyde_diff"
Skredbane_helning = "C:\\temp\\hoyde_d_leng"
Skredbane_helning_>_tan_a_0_31 = "C:\\temp\\skredbaner"
Input_true_raster_or_constant_value__2_ = "1"
v50_m_buffer_rundt_N50_kartdata = "C:\\temp\\inters50.shp"
Skredbaner_som_treffer_uten_50_m_buffer = "C:\\temp\\skredfiltreert"
Skredbaner_som_treffer_N50_kartdata_med_kartdata_ID =
"C:\\temp\\skredfildid"

# Process: Oppretter 50 m buffer rund N50 kartdata..
gp.Buffer_analysis(N50_kartdata, v50_m_buffer_rundt_N50_kartdata, "50
Meters", "FULL", "ROUND", "NONE", "")

# Process: Oppretter 6 km buffer rund N50 kartdata..
gp.Buffer_analysis(N50_kartdata, v6_km_buffer, "6 Kilometers", "FULL",
"ROUND", "NONE", "")

# Process: Henter ut skredsoner innen 6 km Buffer...
gp.ExtractByMask_sa(Skredsoner, v6_km_buffer, Skredsoner_innen_buffer)

# Process: Konverterer N50 vektordata til raster, slik at disse kan brukes
#som barriere..
gp.FeatureToRaster_conversion(N50_kartdata, "DATO",
N50_kartdata_som_raster, "25")

# Process: Oppretter barriere maske fra N50 raster kartdataene ved å sette
#alle data som skal være barriere som 0, og resten som 1..
gp.SingleOutputMapAlgebra_sa("con (isnull (rast), 1)", Barriere,
"C:\\temp\\rast")

# Process: Beregner strømningsretning (Flow Direction) til SK DTM med
#barriere raster som maske..
tempEnvironment0 = gp.cellSize
gp.cellSize = "MAXOF"
tempEnvironment1 = gp.mask
gp.mask = "C:\\temp\\invers"
gp.FlowDirection_sa(SK_DTM, Strømningsretning, "FORCE", Output_drop_raster)
gp.cellSize = tempEnvironment0
gp.mask = tempEnvironment1

# Process: Beregner skredbaner fra skredsonene ved bruk av
strømningsretningene..
gp.CostPath_sa(Skredsoner_innen_buffer, SK_DTM, Strømningsretning,
Skredbaner_fra_skredsonene, "EACH_CELL", "VALUE")

# Process: Setter alle verdiene i skredbanene til 1, slik at disse kan
brukes som masker..
gp.Con_sa(Skredbaner_fra_skredsonene, Input_true_raster_or_constant_value,
Skredbane_masker, "", "value > 0")

# Process: Gir hver skredbane en egen id..
gp.RegionGroup_sa(Skredbane_masker, Skredbaner_med_ID, "EIGHT", "WITHIN",
"ADD_LINK", "")

# Process: Henter ut total høydedifferanse til hver skredbane ved bruk av
#SK DTM som høydegrunnlag..
gp.ZonalStatistics_sa(Skredbaner_med_ID, "VALUE", SK_DTM,
Skredbane_høydedifferanse, "RANGE", "DATA")

# Process: Beregner skredbanenes totale lengde..

```

```

gp.CostDistance_sa(Skredsoner_innen_buffer, Skredbane_masker,
Skredbane_lengde, "", Output_backlink_raster__2_)

# Process: Beregner skredbane helning ved å dele høydedifferansen på
#lengde..
gp.Divide_sa(Skredbane_høydedifferanse, Skredbane_lengde,
Skredbane_helning)

# Process: Fjerner skredbaner med gjennomsnittlig helning under 17 grader
#(tan a 0.31)..
gp.Con_sa(Skredbane_helning, Input_true_raster_or_constant_value__2_,
Skredbane_helning_>_tan_a_0_31, "", "value >= 0.31")

# Process: Identifiserer skredbaner som treffer eller er 50m fra å treffe
#N50 kartdata, og tildeler kartdataenes id til skredbanene..
gp.CostAllocation_sa(v50_m_buffer_rundt_N50_kartdata,
Skredbane_helning_>_tan_a_0_31, Skredbaner_som_treffer_N50_data, "", "",
"PTEMA", alloc_dist, Output_backlink_raster)

# Process: Resultatet fra CostAllocation, er at skredbanene henger fast i
#50 meter bufferen rundt kartdataene. Denne bufferen fjernes
# ved først å bruke skredbanemaskene, og hente ut de samme som er
#identifisert som treff. Deretter multipliseres disse med de -
# indentifiserte, slik at skredbanemasken får N50 kartdata iden. Resultatet
#er skredbaner som treffer N50 kartdataene brukt med kartdata id.
gp.SingleOutputMapAlgebra_sa("skredbaner & allocat",
Skredbaner_som_treffer_uten_50_m_buffer,
"'C:\\temp\\C:\\temp\\skredbaner';'C:\\temp\\allocat'")

gp.SingleOutputMapAlgebra_sa("skredfiltrert * allocat",
Skredbaner_som_treffer_N50_kartdata_med_kartdata_ID,
"'C:\\temp\\skredfiltrert';'C:\\temp\\allocat'")

```

8.5 Potensielle skredberørte områder i hele studieområdet

CD vedlagt på siste side. Ved elektronisk utgave av oppgaven ta kontakt med et av bibliotekene på UiO eller undertegnede pr. mail: je.hausberg@gmail.com for å få tilsendt CD.